

## IMAGES CM DE PASSEGA DES RIVIÈRES ARDENNAISES

Geoffrey HOUBRECHTS, Eric HALLOT, Yannick LEVECQ,  
Anne-Cécile DENIS, Jean VAN CAMPENHOUT, Alexandre PEETERS, François PETIT

### Résumé

Une méthode d'interprétation des données granulométriques a été proposée par Passega (1957 ; 1964) afin de différencier les dépôts issus de différents modes de transport en milieu fluvial et marin (suspension uniforme, suspension gradée, roulage). Elle consiste à utiliser deux centiles caractéristiques ( $D_{99}$  et  $D_{50}$ ) d'une courbe granulométrique d'un sédiment, à les reporter sur un graphique à double échelle logarithmique et à comparer la position du point avec un modèle (Image CM) déterminé sur la base d'échantillons prélevés dans des dépôts pour lesquels les conditions de mise en place sont connues. Plusieurs études ont montré que cette méthode permettait également de différencier les faciès sédimentaires en fonction des caractéristiques granulométriques des sédiments qui s'y déposent et donc de déterminer a posteriori les conditions de sédimentation et de transport des alluvions anciennes. Toutefois, de nombreux paramètres spécifiques à chaque cours d'eau influencent les caractéristiques de l'Image CM et il n'existe pas d'Image universelle transposable à tous les environnements fluviaux (Bravard et Peiry, 1999). Cet article présente une dizaine d'Images CM de rivières ardennaises, obtenues sur la base d'échantillons prélevés dans des dépôts mis en place dans des conditions hydrodynamiques connues et pour lesquels le mode de mise en place pouvait être reconstitué. Le but de cet article est donc de fournir un outil fiable pour proposer des interprétations solides sur les conditions de sédimentation des dépôts fluviaux anciens des rivières ardennaises et, d'une manière plus générale, de rivières de basses montagnes ( $\omega = 15$  à  $150 \text{ W/m}^2$ ) à lit caillouteux (Eifel, Vosges, Morvan ...).

### Mots clés

alluvions, faciès sédimentaire, processus de transport-dépôt, Image CM, Passega, puissance spécifique

### Abstract

*A method of grain-size distribution data interpretation was proposed by Passega (1957; 1964) to differentiate the deposits of various modes of fluvial and marine transport (uniform suspension, graded suspension, rolling). This method consists of using two characteristic percentiles ( $D_{99}$  and  $D_{50}$ ) of a grain-size distribution sediment curve, that are applied to a chart with a double logarithmic scale. The position of the point is compared with a model (CM diagram) determined on the basis of samples collected from deposits for which the conditions of establishment are known. Several studies have also shown that this method allows sedimentary bedforms to be differentiated based on the grain-size characteristics of the sediments that have been deposited, thus permitting the conditions of sedimentation and the transport of old alluvium to be retrospectively determined. However, a number of parameters specific to each water course influence the characteristics of the CM diagram and there is not one universal diagram that may be transposed to all fluvial environments (Bravard and Peiry, 1999). This article presents tens of CM diagrams of Ardennian rivers, obtained on the basis of samples taken from deposits that were laid down in known hydrodynamic conditions and for which the mode of implementation can be reconstituted. The purpose of this article is therefore to provide a reliable tool to provide solid interpretations of the conditions of sedimentation of ancient fluvial deposits of the Ardennian rivers and, more generally, of gravel bed rivers (Eifel, Vosges, Morvan, etc.) in low mountain areas ( $\omega = 15$  to  $150 \text{ W/m}^2$ ).*

### Keywords

*alluvial deposits, sedimentary bedforms, transport and deposition process, CM diagram, Passega, specific stream power*

## I. INTRODUCTION ET PRÉSENTATION DE LA MÉTHODE

De nombreuses recherches de dynamique fluviale portent sur la formation et l'évolution des plaines alluviales (Houbrechts et Petit, 2006 ; Gautier *et al.*, 2009 ; Denis *et al.*, 2013), sur le stockage de sédiments en lit majeur (Notebaert *et al.*, 2011 ; 2013) et sur le déplacement latéral des rivières (Snijders *et al.*, 2006). Généralement, ces études reposent sur une analyse granulométrique des dépôts fluviaux anciens qui vise à déterminer les processus responsables de l'accumulation de sédiments ainsi qu'à reconstituer la formation des différentes unités morphologiques du lit majeur (Houben, 2007 ; Notebaert *et al.*, 2011).

Différentes méthodes sédimentologiques ont été proposées pour identifier les processus de transport responsables de la formation de dépôts sédimentaires. L'analyse des courbes granulométriques (pente, étalement, asymétrie, position du mode et des points d'inflexion, taille maximale des grains) est l'une des méthodes les plus fréquemment utilisées pour déterminer l'agent de transport qui a permis le dépôt ou pour différencier des faciès sédimentaires (Cailleux et Tricart, 1959 ; Visser, 1969 ; Vandenberghe, 1975 ; Torres *et al.*, 2005). Différents indices, calculés sur la base de centiles granulométriques ( $D_{99}$ ,  $D_{84}$ ,  $D_{50}$ , etc.),

peuvent également fournir des informations sur les caractéristiques du processus de mise en place (Folk, 1966 ; Blott et Pye, 2001). L'indice de classement permet, par exemple, de déterminer si le sédiment a été déposé par un agent de transport plus ou moins sélectif (Folk et Ward, 1957). D'autres indices tels que l'asymétrie ou l'acuité donnent des indications sur la nature du processus de transport et de dépôt (Mason et Folk, 1958 ; Duane, 1964 ; Parrado Román et Achab, 1999). Toutefois, la plupart de ces méthodes ne permettent d'identifier que des processus sédimentaires majeurs et ce n'est généralement qu'en croisant plusieurs de ces données que des hypothèses sur le mode de transport et les conditions de sédimentation peuvent être émises (Taylor et Brewer, 2001).

Afin d'identifier les différents modes de transport en milieu fluvial (roulage, suspension graduée, suspension uniforme), une méthode basée sur l'utilisation de paramètres granulométriques simples ( $D_{99}$  et  $D_{50}$ ) a été proposée et élaborée par Passega (1957 ; 1964). D'après cet auteur, la taille du plus gros élément d'un sédiment ( $D_{99} = C$ ) est un des indicateurs les plus représentatifs du mode de transport car il représente la limite de la compétence du courant qui a déposé le sédiment et il permet de caractériser sa turbulence. Le fait d'utiliser le  $D_{99}$  et non le  $D_{95}$  (ce dernier étant plus couramment utilisé en domaine

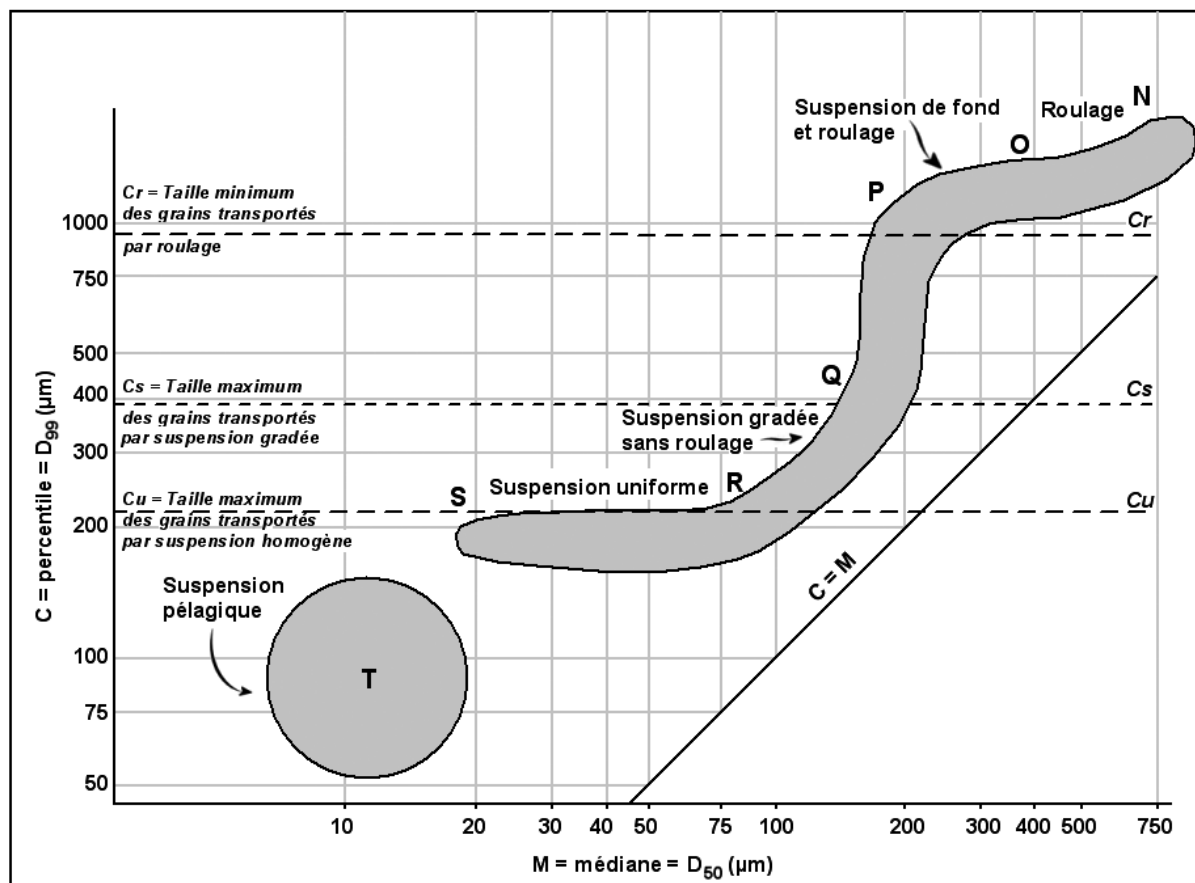


Figure 1. Image CM originale de Passega (d'après Passega, 1964).

littoral pour s'affranchir du biais créé par les tests de coquilles) s'explique par la plus grande sensibilité du  $D_{99}$ , ce qui permet de mieux reconstituer les conditions de mise en place des sédiments (Passega, 1957). Le  $D_{50}$  fournit également une information sur le mode de transport lorsqu'il est comparé au  $D_{99}$  car il donne une indication sur le classement du dépôt. Lorsque ces données sont reportées sur un graphique à double entrée ( $D_{50}$  en abscisse et  $D_{99}$  en ordonnée), les points définissent des segments auxquels correspondent des processus de sédimentation et des modes de transport. Etant donné les écarts importants entre la taille des dépôts fluviaux les plus fins et les plus grossiers, il convient d'utiliser des échelles logarithmiques avec des unités exprimées en microns. Cette représentation est dénommée : Diagramme ou Image CM (Figure 1).

L'Image CM de Passega (Figure 1) est constituée de plusieurs segments associés à des modes de transport différents. Ces segments sont délimités par des flexures qui correspondent aux points N, O, P, Q, R, S. Sur ce graphique, la limite Cr correspond à la taille minimale des grains transportés facilement par la rivière par roulage sur le fond du lit. La taille maximale des grains transportés par suspension gradée est indiquée par la limite Cs qui correspond au point Q. Les particules plus grossières que Cs ne s'observent que sur le fond du lit, jamais en suspension. La taille maximale des grains transportés par suspension uniforme correspond au trait Cu, équivalent à la valeur du  $D_{99}$  des points S et R.

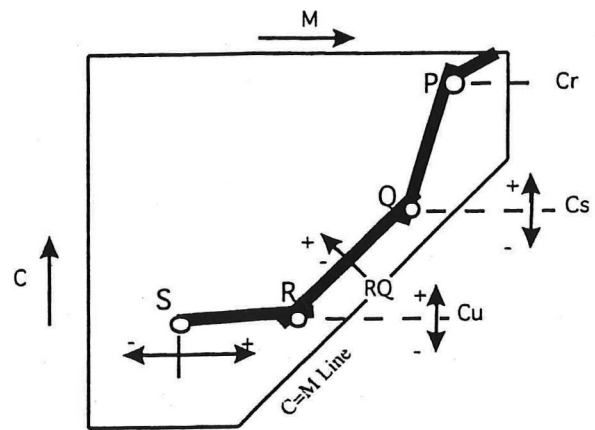
Cette Image (Figure 1) a été établie essentiellement sur la base de dépôts mis en place par le Mississippi. Toutefois, étant donné que dans le secteur étudié par Passega, les sédiments les plus grossiers du Mississippi présentent un  $D_{99}$  de 2000  $\mu\text{m}$  (Passega, 1957), l'Image a été complétée, au-delà du point P, par des prélèvements réalisés sur d'autres rivières à charge caillouteuse dont l'Adige (nord de l'Italie). Ces dépôts définissent le segment OP qui correspond aux alluvions transportées par roulage. L'ensemble T regroupe également des dépôts prélevés ailleurs que dans le Mississippi. Il s'agit de dépôts de décantation prélevés dans différents environnements marins.

Le segment NO correspond à des dépôts de graviers mis en place par roulage. Le  $D_{99}$  de ces dépôts est supérieur à 1000  $\mu\text{m}$ . Ce segment présente une orientation parallèle à la droite  $C=M$ , ce qui signifie que la médiane évolue de manière proportionnelle à la taille maximale des grains déposés. Le courant responsable de la formation de ces dépôts est suffisamment turbulent pour entraîner les éléments plus fins en suspension.

Le segment OP est constitué de dépôts dont les éléments ont été mis en place essentiellement par roulage mais dont une partie des grains est issue de la suspension de

fond (« Bottom suspension »). Ces dépôts s'observent essentiellement au niveau du fond du lit fluvial.

Le tronçon PQ correspond à la transition entre le transport par suspension gradée et celui par roulage. La présence de quelques grains grossiers transportés par roulage au sein de dépôts de suspension gradée entraîne une valeur relativement importante du  $D_{99}$  par rapport au  $D_{50}$ . Dans ce segment, la médiane des dépôts est comprise entre 150 et 200  $\mu\text{m}$  tandis que le centile supérieur varie entre 400 et 1000  $\mu\text{m}$ .



**Figure 2.** Déplacements potentiels des segments de l'Image CM (Bravard et Peiry, 1999)

Le segment QR, avec un  $D_{50}$  variant de 100 à 200  $\mu\text{m}$  et un  $D_{99}$  compris entre 200 et 400  $\mu\text{m}$ , rassemble des dépôts mis en place suite au ralentissement de courants turbulents capables de transporter les sédiments par suspension gradée. Ce segment se présente parallèlement à la droite  $C = M$  (droite de tri parfait), ce qui signifie que le  $D_{99}$  varie proportionnellement à la médiane, comme sur le segment NO. D'après Colby (1963) et Passega (1964), la suspension gradée du Mississippi s'observe sur une hauteur d'eau de l'ordre de 3 m.

Le segment RS regroupe les dépôts issus de la suspension uniforme. Elle s'observe au dessus de la suspension gradée dans le Mississippi sur une hauteur de plus de 10 m (Passega, 1964). Les éléments transportés dans cette tranche d'eau sont maintenus en suspension par un écoulement turbulent (Abbott et Francis, 1977 ; Richards, 1982). Lors des crues débordantes, une partie de ces éléments peuvent se déposer en plaine alluviale dans des conditions d'écoulement nettement plus lentes et moins turbulentes. Dans le Mississippi, les sédiments déposés dans ces conditions présentent alors un mauvais classement avec des  $D_{50}$  compris entre 15 et 100  $\mu\text{m}$  et un  $D_{99}$  proche de 200  $\mu\text{m}$  (Passega, 1964).

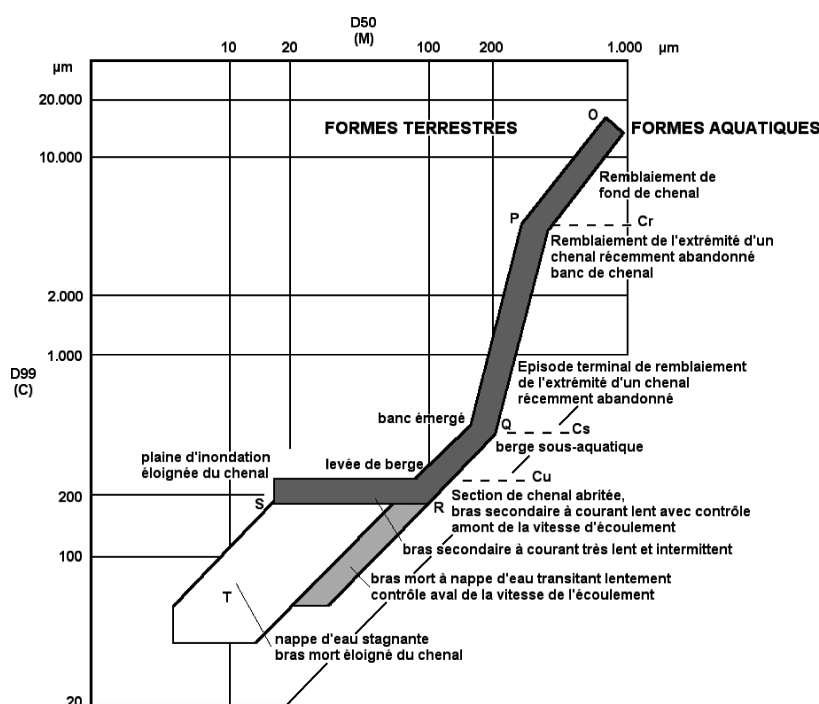


Figure 3. Image CM de l'Arve et unités sédimentaires associées (d'après Peiry, 1988)

Enfin, un dernier ensemble (T) correspond à des dépôts de décantation en milieu pélagique.

Depuis les premières publications de Passega, d'autres Images CM ont été établies pour des cours d'eau dans différents contextes. La comparaison de ces Images montre qu'il n'existe pas une Image standard applicable à tous les environnements fluviaux mais que les différents segments peuvent présenter des décalages et des longueurs variables, et même être absents dans certains cas. D'après Bravard et Peiry (1999), de nombreux paramètres propres à chaque cours d'eau (énergie disponible, largeur et pente de la plaine alluviale, style fluvial, caractéristiques des sédiments dans le bassin, etc.) influencent les caractéristiques de l'Image (Figure 2).

Le segment RS peut présenter une translation verticale en fonction du degré de turbulence de la rivière, ce qui influence le  $D_{99}$  et donc la valeur de Cu. La position du point S peut également varier et donc influencer la longueur du segment RS. Ainsi, un segment RS court signifie que la turbulence du flux est suffisamment importante pour transporter la fraction fine de la suspension uniforme.

La distance entre le segment QR et la droite C=M peut varier d'une rivière à l'autre. Cette distance exprime le degré de classement des sédiments (Bull, 1962 ; Passega, 1964).

La position du point Q, et donc la valeur de Cs, dépend également de la turbulence du courant. Dans les rivières

à forte énergie, la position du point Q est ainsi décalée vers des valeurs de  $D_{99}$  plus élevées.

Sur la Figure 2, il n'y a pas d'indications concernant un déplacement potentiel du segment PQ, ni de la limite Cr, probablement suite à l'absence de données dans la littérature.

Dans le cadre d'une étude portant sur les sédiments du Rhône, Bravard et Peiry (1999) ont proposé un modèle conceptuel de l'évolution longitudinale de l'Image CM, depuis les plaines d'outwash, directement en aval des glaciers, jusqu'à la zone du delta en Camargue, pour une gamme de puissance spécifique variant de 200 W/m<sup>2</sup> à moins de 10 W/m<sup>2</sup>. Le déplacement des segments de l'Image CM reflète la diminution graduelle de l'énergie du système ainsi que l'affinage progressif de la texture des sédiments. Ainsi, les sédiments présents dans la partie amont du bassin résultent principalement du roulage ( $> Cr$ ) et de la saltation, tandis que dans la partie aval, les dépôts de lit majeur correspondent principalement à des dépôts de suspension uniforme (segment RS), ainsi que de décantation (ensemble T). Parallèlement, le silt-clay index de ces dépôts augmente d'amont en aval, ce qui influence la cohésion des berges.

Par ailleurs, des comparaisons diachroniques d'Images CM de dépôts du Rhône à l'échelle de temps séculaire ont également été réalisées, dans la région lyonnaise d'une part (Salvador *et al.*, 2002), en Camargue d'autre part (Arnaud-Fassetta 1996, 1998, 2000, 2003, 2004). Il en résulte que les Images CM peuvent légèrement

varier (surtout la position verticale du segment RS) en fonction des conditions hydroclimatiques et constituer un indicateur des dynamiques hydrosédimentaires en plaine alluviale. Toutefois, comme le signale Arnaud-Fassetta (2000), il n'est pas toujours aisé de faire la part des effets d'éloignement / rapprochement du fleuve et des variations des flux liquides et solides dans l'interprétation paléohydrologique de l'Image CM. Sur une période de temps nettement moins importante, Brousse et Arnaud-Fassetta (2011) ont également montré que la granularité des alluvions de fond du Rhône en Camargue peut évoluer rapidement (en une dizaine d'années) suite aux fluctuations des conditions d'écoulement, à la variabilité hydrologique, et aux aménagements du chenal (barrages, épis).

L'Image CM n'est pas seulement une méthode graphique permettant d'identifier les modes de transport. Elle permet également de déterminer les faciès sédimentaires dans lesquels les dépôts peuvent se former (Royse, 1968 ; Bravard, 1983 ; Bravard *et al.*, 1986 ; Amoros *et al.*, 1987 ; Peiry 1988 ; Salvador *et al.*, 1993 ; Salvador, 1999 ; Gautier et Costard, 2000 ; Frouin *et al.*, 2007). Pour ce faire, une Image de référence doit être établie sur la base de prélèvements réalisés dans des dépôts directement à la suite de crues. Pour chaque échantillon prélevé dans le lit majeur ou dans le lit mineur, il est nécessaire de caractériser l'unité morphologique du dépôt et de reconstituer les conditions de sédimentation (Bravard et Peiry, 1999). L'Image ainsi produite (Figure 3) permet alors d'interpréter les conditions de sédimentation des dépôts anciens enfouis en lit majeur.

Les alluvions déposées lors des crues présentent donc des signatures granulométriques qui sont caractéristiques du mode de transport et de l'environnement sédimentaire dans lequel elles se sont accumulées. En effet, chaque faciès sédimentaire est parcouru par des courants de turbulence variable, en fonction de sa position par rapport au chenal, de la topographie, de la végétation et de l'intensité de la crue, ce qui permet le transport et la sédimentation d'éléments de taille variée. Ainsi, pour un  $D_{99}$  décroissant, on passe progressivement de dépôts mis en place dans des faciès sédimentaires aquatiques (lit mineur) à des faciès sédimentaires terrestres (lit majeur) de plus en plus éloignés du chenal en relation avec une vitesse de courant de moins en moins importante. Le type de sédiment le plus fin que l'on peut rencontrer en plaine alluviale se met en place par décantation, par exemple dans un bras mort éloigné du chenal.

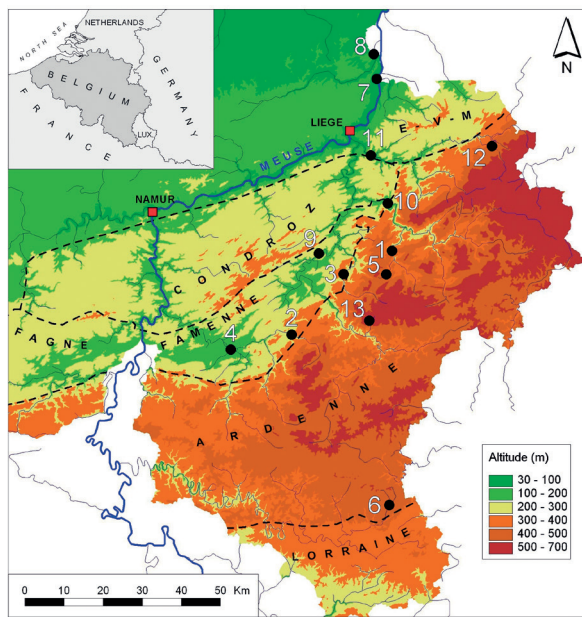
Bien que son efficacité ait été démontrée dans de nombreux environnements, même pour reconstituer des conditions de sédimentation dans des cavités karstiques (Quinif *et al.*, 1979 ; Maire et Quinif, 1988), la méthode de Passega a été critiquée par plusieurs auteurs. D'après Vandenberghe (1975), qui a étudié les argiles de Boom

(Belgique), la position sur le segment RS n'indiquerait pas un mode de transport par suspension uniforme mais s'expliquerait simplement par des teneurs plus ou moins fortes en argile et en limon fin. Il considère donc que l'utilisation des indices C et M ne permet pas de décrire correctement la texture d'un sédiment et que la courbe cumulative complète reste la meilleure donnée pour interpréter la distribution granulométrique d'un dépôt. Pour lui, la position d'un point sur l'Image CM ne serait qu'une simple représentation du classement de la partie grossière du sédiment et ne résulterait que de manière indirecte du mode de mise en place du sédiment. À cette critique, Passega (1977) répondit que les argiles marines sont en effet formées de particules dont les caractéristiques granulométriques sont très proches des celles transportées par suspension uniforme en milieu fluvial. Il n'est donc pas étonnant que ces dépôts présentent les mêmes caractéristiques que ceux du segment RS et que leur position sur ce segment varie également en fonction de leur teneur en argile.

Rivière (1977) considère également que la méthode de Passega entraîne une perte d'information par rapport à l'analyse de la courbe granulométrique complète et qu'elle n'a pas autant d'efficacité que sa propre méthode basée sur une classification dynamique des distributions granulométriques. Il signale toutefois que la Méthode de Passega reste intéressante à appliquer aux ensembles sédimentaires car elle permet de représenter un nombre important de résultats sur un seul diagramme. Il reconnaît également que cette méthode est extrêmement efficace bien qu'elle n'utilise que deux paramètres punctiformes dont la médiane, qui est un moins bon descripteur que la moyenne. D'après Rivière (1977), l'efficacité de la Méthode de Passega trouve son explication dans le fait qu'il existe une corrélation très élevée entre la médiane et la moyenne d'une part, que les courbes granulométriques sont en général représentables à plus de 90 % par des fonctions mathématiques à deux paramètres (limite supérieure ainsi que la moyenne, substituée dans ce cas-ci par la médiane) d'autre part. Folk (1964) considère également que la médiane est un moins bon descripteur de la taille moyenne de la distribution mais que ce paramètre est pourtant fréquemment utilisé.

D'après des tests statistiques effectués sur des échantillons prélevés dans différents faciès sédimentaires de la Dyle (Broothaerts, 2008 *in* Notebaert, 2009), il semble que les unités morphologiques sont mieux différenciées par l'utilisation du  $D_{90}$  ou du  $D_{95}$ , que le  $D_{99}$  (Notebaert *et al.*, 2011). Le  $D_{99}$  serait un paramètre trop sensible étant donné qu'il ne correspond qu'à une faible quantité de grains, qui dépend fortement de l'échantillonnage, donc du volume de l'échantillon (Notebaert *et al.*, 2011). Malgré cette objection, l'Image CM établie pour cette rivière permet de distinguer les différents environnements sédimentaires et





**Figure 4.** Localisation des différentes rivières étudiées : 1 : Lienne à Neucy - 2 : Wamme à Harsin - 3 : Aisne à Eveux - 4 : Lesse à Lessive - 5 : Chavanne à Manhay - 6 : Rulles en forêt d'Anlier - 7 : Meuse à Visé - 8 : Canal Albert à Lanaye - 9 : Ourthe à Durbuy - 10 : Amblève à Remouchamps - 11 : Vesdre à Chaudfontaine - 12 : Helle - 13 : Ruisseau de la Mer.

correspond relativement bien aux Images du Mississippi et de la vallée du Rhône (Notebaert *et al.*, 2011). Afin de reconstituer les conditions de sédimentation de dépôts fluviaux anciens prélevés dans différentes plaines alluviales du massif ardennais (Houbrechts, 2005), nous avons tenté d'utiliser les différentes Images CM de la littérature. Toutefois, il est rapidement apparu que les caractéristiques granulométriques des dépôts analysés ne correspondaient pas du tout à ces Images et qu'il était nécessaire de définir une ou des Images de référence pour les rivières ardennaises *sensu lato*. Pour ce faire, nous avons prélevé, sur une dizaine de rivières de taille et d'énergie relativement contrastées, plusieurs centaines d'échantillons de sédiments déposés dans des conditions hydrodynamiques connues et dont le mode de mise en place pouvait être reconstitué a posteriori. Ainsi, les Images proposées constitueront un instrument de travail fiable qui permettra de fournir des interprétations solides sur le mode de mise en place des sédiments anciens (Pinot, 1994).

## II. DOMAINE D'ÉTUDE

La méthode de Passega a été appliquée à un ensemble de cours d'eau situés dans différentes régions géomorphologiques du massif ardennais *sensu lato* (Figure 4). D'une manière générale, la pente des rivières ardennaises est comprise entre 0,1 et 2 %, ce qui leur confère des puissances spécifiques au plein bord ( $\omega_b$ ) de 15 à 150 W/m<sup>2</sup> (Petit *et al.*, 2005).

Presque toutes les rivières présentent des lits uniques à méandres dont la mobilité par érosion latérale est relativement lente, de l'ordre de quelques mètres par siècle (Snijders *et al.*, 2006 ; Denis *et al.*, 2013). Elles coulent sur des lits caillouteux constitués d'éléments grossiers ( $D_{50}$  compris entre 20 à 120 mm) provenant du substratum paléozoïque (Duchesne et Pissart, 1985 ; Houbrechts, 2005). Les nappes de cailloutis des rivières actuelles se sont essentiellement formées dans des conditions périglaciaires au cours de la dernière période froide (Gullentops, 1954 ; Juvigné, 1979). Durant l'Holocène, les rivières ardennaises ont remanié la partie supérieure de ces dépôts, transportant de manière sélective les éléments les moins grossiers et entraînant la formation de lits dits armurés (Houbrechts *et al.*, 2012). Les dépôts de plaine alluviale sont constitués essentiellement de limons issus de l'érosion des sols. Ce n'est toutefois qu'à partir de 1500 av. J.-C. que l'on observe les premiers indices de déboisement en Ardenne (Houbrechts, 2005) associés à l'apparition de la culture de céréales (Gullentops *et al.*, 1966). Par la suite, les plaines alluviales ont connu des épisodes de sédimentation particulièrement importante, par exemple durant la période de l'activité sidérurgique proto-industrielle au charbon de bois, qui s'étend de 1350 à 1850 (Houbrechts et Petit, 2006 ; Notebaert *et al.*, 2011).

Une des caractéristiques presque communes à l'ensemble de ces rivières est la nature des sédiments fins disponibles, qui sont, à l'origine, des lœss mis en place lors des périodes froides du Quaternaire (Gullentops, 1954 ; Juvigné 1977 ; Juvigné *et al.*, 1996). D'une manière générale, leur épaisseur décroît suivant un gradient NW-SE ; ainsi, dans le Condroz, l'épaisseur de lœss dépasse 1 m alors qu'elle n'est plus que de quelques dizaines de centimètres en Ardenne *sensu stricto*, voire moins sur le retombée méridionale de l'Ardenne. Des dépôts relativement mal classés issus d'agents de transport en masse en conditions périglaciaires peuvent également être présents sur des épaisseurs relativement importantes. Ils forment des dépôts tels que les éboulis ordonnés en Famenne (Pissart, 1995) ou les dépôts de solifluxion, particulièrement fréquents en Ardenne (Gullentops, 1954 ; Pissart 1976). Ces dépôts contiennent également une part importante de lœss. Pour certaines rivières situées au nord de l'Ardenne, des sédiments remaniés des transgressions marines du Crétacé et du Tertiaire peuvent également être présents dans les alluvions des rivières. À l'heure actuelle, il ne subsiste toutefois plus que quelques affleurements locaux (Demoulin, 1995) : leur influence est donc relativement faible sur la granulométrie des alluvions des rivières.

Enfin, il faut noter que les roches ardennaises ont subi au cours de différentes époques géologiques des processus d'altération et la formation de surfaces d'érosion (Demoulin, 1995). Dans certaines régions, l'épaisseur

Rivière et secteur	Taille du BV (km <sup>2</sup> )	Date des crues	Débit de la crue <sup>(1)</sup> (m <sup>3</sup> /s)	Puissance spécifique (W/m <sup>2</sup> )	Largeur au Q <sub>b</sub> (m)	Pente de la rivière (m/m)	Hauteur des berges (m)	Pente de la pl. alluviale (m/m)	Largeur de la pl. alluviale (m)
Lienne – Neucy	130	09/01/2011	37	152	13,85	0,0058	1,6	0,0095	110
Wamme – Harsin	57	22/08/2007	26,7	117 <sup>(2)</sup>	11,6	0,0103	1,05	0,0117	131
Aisne – Eveux	71	20/01/2004	11,2	115	7,5	0,0079	0,98	0,0177	63
Lesse – Lessive	898	19/01/2007 01/03/2007 04/07/2007 22/08/2007	140 <sup>(3)</sup> 81 32 153	97 56 22 106	26,9	0,0019	2,36	0,0034	156 <sup>(4)</sup>
Chavanne – Manhay	12	20/01/2004	2,7 <sup>(5)</sup>	52 <sup>(5)</sup>	4,6	0,0090	1,37	0,0113	80
Rulles – Forêt d’Anlier	16	1973 – 1991 <sup>(6)</sup>	1,3 <sup>(5)</sup>	15 <sup>(5)</sup>	3,72	0,0045	1,15	0,0055	60
Meuse – Visé	20.802	- <sup>(7)</sup>	1424 <sup>(5)</sup>	37 <sup>(5)</sup>	188	0,0005	(8)	(8)	(8)

**Tableau 1.** Caractéristiques des cours d’eau étudiés ainsi que des crues analysées.

(1) à la station limnigraphique la plus proche

(2) Le débit utilisé pour calculer cette puissance spécifique a été estimé par la formule de la DIREN  $q=Q(a/A)^{0,8}$  car il y a une forte différence de taille de bassin versant entre le secteur de Harsin (55,5 km<sup>2</sup>) et la station d’Hargimont (131 km<sup>2</sup>).

(3) Le débit de la Lesse à Lessive correspond à la somme des débits horaires atteints par la Lesse et la Lomme aux stations d’Eprave (stations L5080 et L6360).

(4) Cette largeur a été mesurée en tenant compte de la présence de la digue anti-crues. En condition naturelle, la largeur de la plaine alluviale serait de l’ordre de 700 m.

(5) Valeurs pour le Q<sub>b</sub>. Lors des prélèvements réalisés en 2004 sur la Chavanne, il n’y avait pas encore de station limnigraphique au niveau du pont de l’autoroute E25. La crue du 20/01/2004 a été légèrement débordante en plaine alluviale. Le débit devait donc être proche de 3 m<sup>3</sup>/s. Pour la Meuse, la valeur du Q<sub>b</sub> est estimée par la formule de la DIREN en utilisant la valeur du débit au Q<sub>b</sub> (1.500 m<sup>3</sup>/s) proposé par Paulissen (1973) à la station de Maaseik (22.221 km<sup>2</sup>).

(6) Plusieurs crues supérieures au plein bord avec un débit maximum proche de la crue quinquennale.

(7) Les échantillons ont été prélevés dans des dépôts dont l’âge n’est pas connu. Il n’est donc pas possible de déterminer les caractéristiques de la crue responsable de leur mise en place.

(8) Les caractéristiques de la plaine alluviale de la Meuse ne sont pas données dans ce tableau car les prélèvements ont été réalisés uniquement dans des annexes du lit mineur, qui sont des bras morts toujours en connexion (Hemlot et Lanaye).

d’altérites peut atteindre localement plusieurs dizaines de mètres d’épaisseur (Alexandre et Thorez, 1995; Dupuis *et al.*, 1996). Ces altérites présentent des caractéristiques granulométriques variées en fonction de la nature de la roche-mère. Par ailleurs, il a été observé par sondage que des roches telles que des schistes du Dévonien peuvent s’altérer sous le lit des rivières actuelles par hydrolyse et produire des argiles sur plusieurs mètres d’épaisseur (Houbrechts, 2005 ; Levecq *et al.*, 2010).

Les rivières présentées dans cette étude ont été sélectionnées de manière à couvrir un ensemble relativement varié de conditions de sédimentation en termes d’énergie, de vitesse d’écoulement, de pente et de largeur de plaine alluviale, de taille de bassin-versant, etc. (Tableau 1). Enfin, des indices granulométriques provenant d’analyses réalisées sur des dépôts de crue, dans le cadre de mémoires de fin d’étude, ont également été utilisés dans cet article.

### III. MÉTHODOLOGIE

Afin de tracer les différents segments de l’Image CM des rivières ardennaises, des échantillons ont été prélevés dans différents milieux de sédimentation

directement après des crues dans des dépôts dont le mode de mise en place peut être reconstitué a posteriori (Bravard et Peiry, 1999). Une attention particulière a donc été accordée à la localisation précise des sites de prélèvement par rapport aux unités alluviales, à la description géomorphologique des milieux de sédimentation et à l’interprétation des conditions de mise en place.

#### A. Prélèvement

La plupart des prélèvements ont été effectués dans des dépôts de lit majeur. Lors de l’échantillonnage de ces dépôts, nous avons mesuré leur épaisseur, le type de forme alluviale, les caractéristiques géomorphologiques du site de sédimentation, ainsi que la distance du site au chenal. Dans la mesure du possible, nous avons systématiquement veillé à ce que le volume de l’échantillon corresponde au moins à 100 fois le volume du plus gros élément (Passega, 1957). Cette condition est indispensable à respecter étant donné que la valeur du D<sub>99</sub> est utilisée dans l’Image CM de Passega.

Les dépôts de lit majeur ont été échantillonnés dans des couches dont la texture paraissait homogène, afin d’éviter de mélanger des alluvions mises en place lors



**Figure 5.** Plaquette de sédimentation installée dans une annexe latérale de la Lesse (site de Lessive)

des différentes phases de crue. En fonction de la texture des sédiments, l'échantillonnage a été réalisé sur une surface et sur une épaisseur variable pouvant atteindre quelques centimètres pour les sédiments les plus grossiers (gravillons).

Sur plusieurs rivières, des plaques de sédimentation ont été installées dans des unités géomorphologiques bien déterminées. Il s'agit de plaques carrées en inox de 20 cm de côté recouvertes par du rouleau bitumineux pour toiture et traversées perpendiculairement par une tige dépassant de part et d'autre afin de fixer la plaque dans le sol d'une part, de la retrouver lorsque celle-ci est recouverte de sédiments d'autre part (Figure 5). Cette technique permet de déterminer l'épaisseur de sédiments déposés par les crues et de différencier les sédiments « récents » des sédiments « anciens ». Dans la Rulles, ces plaques ont été installées sur le fond du lit en amont de barrages transversaux établis dans le but de piéger la charge de fond et donc de connaître les caractéristiques granulométriques des sédiments mobilisés lors des crues de différentes importances.

Sur la Meuse, des carottes de sédiments ont été prélevées à la « sonde russe » en octobre 2008 dans les différentes parties du chenal du « Hemlot » (Van Campenhout *et al.*, 2009). Le sondage le plus profond a atteint une profondeur de 1,66 m depuis le sommet de la vase. En tenant compte des strates sédimentaires visibles à l'œil nu, des échantillons ont ensuite été prélevés dans les

carottes selon un espacement de l'ordre de 3 à 5 cm.

Enfin, des prélèvements de sédiments ont été réalisés au grappin (Van Veen grab sampler Eijkelkamp d'une contenance de 2 l) depuis une embarcation dans des dépôts sous eau mis en place dans différentes annexes latérales de la Meuse (Defêchereux et Petit, 2005). Les données granulométriques des dépôts prélevés dans le canal Albert ont également été utilisées dans cette étude étant donné que les sédiments proviennent de la Meuse.

## B. Analyse granulométrique

Comme préconisé par R. Passega, le centile le plus grossier ( $D_{99}$ ) et la médiane ( $D_{50}$ ) ont été utilisés pour caractériser les conditions de transport et de sédimentation.

Les analyses granulométriques ont été réalisées suivant différentes méthodes en fonction de la taille des grains échantillonnés : (1) Pour les échantillons constitués de grains de taille inférieure à 600  $\mu\text{m}$ , nous avons utilisé un granulomètre laser de type « Mastersizer 2000 » de la marque « Malvern instrument ». (2) Les granulométries des échantillons de grains grossiers de taille supérieure à 600  $\mu\text{m}$  ont été réalisées par tamisage à sec avec une colonne de tamis dont l'ouverture des mailles procédait par écart de 0,5  $\phi$ . (3) Enfin, les échantillons constitués de grains dont la taille était située de part et d'autre de 600  $\mu\text{m}$  ont été analysés avec les deux méthodes. Ainsi, avant le tamisage, une aliquote de l'échantillon brut a été prélevée et conservée pour la granulométrie laser. Pour éviter que les grains grossiers n'obstruent le granulomètre, un tamis de 600  $\mu\text{m}$  a été placé au dessus de la chambre de dispersion. Quant à la fraction de taille supérieure à 600  $\mu\text{m}$ , elle a été tamisée à sec, comme décrit ci-dessus. Pour chaque échantillon, les données provenant des deux méthodes ont été rassemblées et les poids obtenus par chaque méthode ramenés au pourcentage du poids total.

Afin de déterminer l'influence de la présence de matière organique sur les caractéristiques granulométriques des échantillons, des analyses comparatives ont été réalisées sur des échantillons bruts et sur des échantillons attaqués à l'eau oxygénée. Il en ressort que les différences sont très faibles et que l'élimination de la matière organique n'influence pas significativement les résultats des granulométries (Van Campenhout *et al.*, 2009).

Enfin, les données granulométriques antérieures à 2004 ont été obtenues essentiellement par tamisage et par la méthode de densimétrie basée sur la loi de Stokes. De légères différences entre les résultats des granulométries laser et des granulométries par densimétrie sont possibles étant donné que les mesures



portent sur des propriétés différentes des grains (Konert et Vandenberghe, 1997 ; Buurman *et al.*, 2001).

### C. Levé topographique

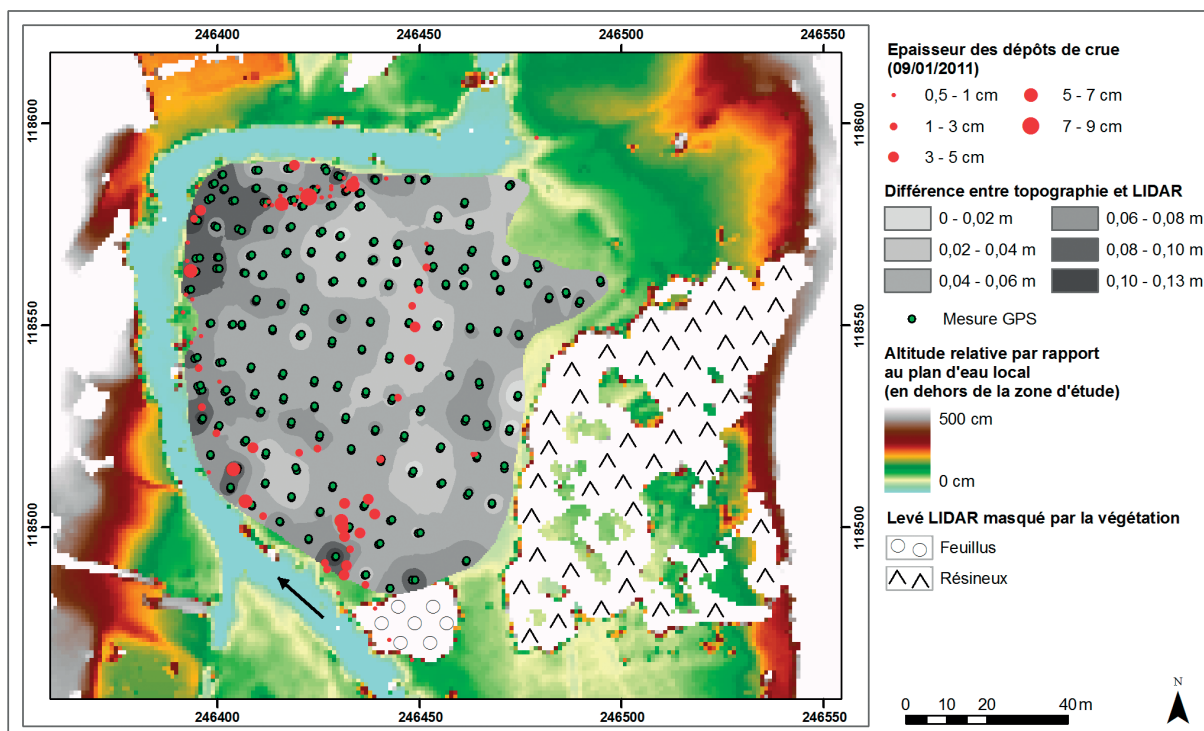
De nombreux levés topographiques et cartographiques ont été réalisés afin de localiser les sites d'échantillonnage. Sur certaines rivières, nous avons également levé les directions du courant en lit majeur ainsi que les laisses de crue afin de déterminer l'altitude du plan d'eau.

Pour ce faire, nous avons utilisé une station totale (Leica TC600) et nous avons géoréférencé les différents levés sur base de points de référence localisés avec un GPS relié au réseau WALCORS (WALLonia Continuously Operating Reference System), qui permet un positionnement avec une précision centimétrique (Leica GPS1200).

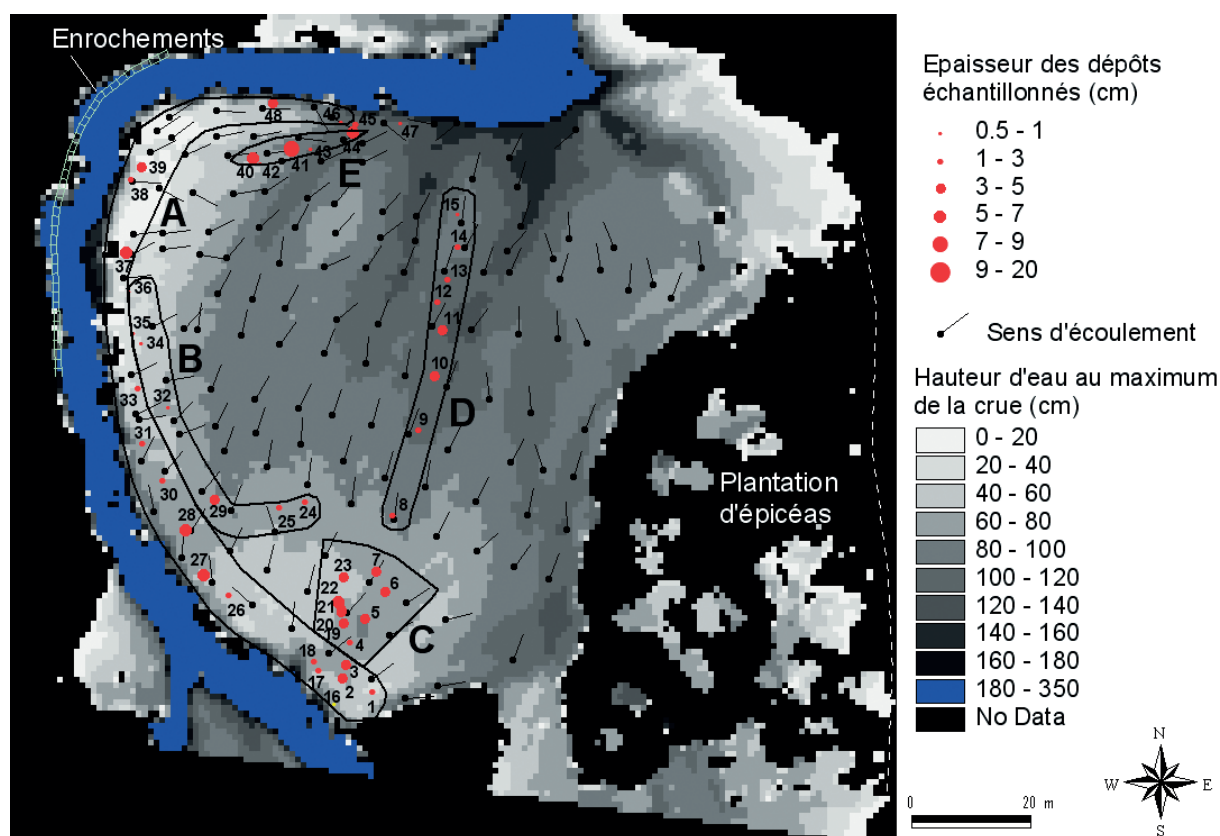
Par ailleurs, nous avons également utilisé un Modèle Numérique de Surface (LIDAR) des lits majeurs comme document cartographique. Ce LIDAR a été réalisé à la demande de la Région Wallonne (entre mars 2000 et avril 2002) sur l'ensemble des cours d'eau wallons possédant un bassin hydrographique d'au moins 50 km<sup>2</sup>. Ce LIDAR, d'une résolution finale de 1 m<sup>2</sup>, a été réalisé sur la base d'une densité de points de mesure comprise entre 5 et 8 points/m<sup>2</sup> (Dierickx, s.d.). D'après des validations effectuées sur ces données, l'erreur moyenne du LIDAR est de 11 cm avec un RMSE de 17 cm (MET, 2007).

Sur la Lienne et sur la Lesse, le levé des laisses de crue a permis de reconstituer un modèle altimétrique du plan d'eau, respectivement lors des débordements du 9 janvier 2011 et du 22 août 2007. La soustraction du LIDAR au modèle de plan d'eau a ensuite permis de définir des cartes bathymétriques du lit majeur et donc de connaître la profondeur d'eau au maximum de la crue au niveau des sites d'échantillonnage. Il faut toutefois signaler qu'au moment du levé LIDAR, une partie du lit majeur de la Lienne dans le secteur de Neucy était plantée d'épicéas, ce qui a empêché le signal d'atteindre le sol. En conséquence, les données altimétriques sont relativement partielles dans cette zone (Figure 6). Pour la même raison, un certain nombre de pixels le long de la rivière n'ont pas de valeur étant donné la présence d'une ripisylve sur la berge.

Lors du levé effectué sur la Lienne, nous avons également reconstitué la direction d'écoulement dans les différentes parties du lit majeur en nous basant sur la direction des graminées couchées par le courant. Pour ce faire, nous avons relevé, tous les 10 m environ, la direction d'écoulement le long de transects perpendiculaires à l'axe de la vallée. Pour chaque site de mesure, nous avons levé un couple de points. Le premier point correspondait à l'origine de l'écoulement et le deuxième point se trouvait dans la direction aval d'écoulement. Ces points ont ensuite été reliés pour former des vecteurs de direction. Le point représenté sur la carte (Figure 7) à l'extrémité des vecteurs indique l'origine de l'écoulement.



**Figure 6.** Représentation spatiale des écarts altimétriques entre le levé topographique effectué au GPS et le LIDAR de la Région wallonne ainsi que de l'épaisseur des dépôts de la crue du 9 janvier 2011.



**Figure 7.** Carte représentant la bathymétrie de la crue du 9 janvier 2011, les directions d'écoulement en lit majeur, l'épaisseur des dépôts échantillonnés, les secteurs de sédimentation (A à E) et la localisation des échantillons (1 à 48).

Sur la Lienne, le levé topographique des sites d'échantillonnage et des laisses de crue (70 points) ainsi que le levé des directions d'écoulement (298 points) nous ont également permis de tester et de valider la précision altimétrique du LIDAR dans ce secteur. D'un point de vue méthodologique, cette vérification s'avérait indispensable avant d'utiliser le LIDAR pour produire la carte bathymétrique. En effet, la précision du LIDAR de la région wallonne avait été remise en cause : des erreurs altimétriques atteignant 70 cm auraient été observées dans certains secteurs de la vallée de l'Amblève avec une erreur moyenne de 45 cm (Notebaert *et al.*, 2008). Toutefois, nos données montrent que cette erreur est nettement moins importante à Neucy ; elle est en moyenne de 5 cm avec un écart-type de 3 cm. Afin de visualiser la distribution des erreurs et de mettre en évidence une éventuelle tendance spatiale, nous avons réalisé par interpolation une carte des écarts altimétriques (topo GPS - LIDAR). Il apparaît que les écarts les plus importants (8 à 13 cm) se présentent le long de la rive droite du chenal. Or c'est dans ce secteur que nous observons également les épaisseurs de sédimentation les plus importantes (localement plus de 7 cm) suite à la crue de janvier 2011. Etant donné que le LIDAR a été levé environ 10 ans avant notre levé topographique, des sédiments se sont probablement accumulés dans ce secteur sur plusieurs centimètres d'épaisseur. Il faut

donc estimer l'erreur au centre de la plaine alluviale, là où la sédimentation de la crue de janvier 2011 est la moins importante. Dans ce cas, l'erreur moyenne n'est plus que de 3 cm, ce qui est acceptable pour la réalisation de la carte bathymétrique. Sur la Lesse, dans le secteur de Lessive, un levé topographique des sites d'échantillonnage ainsi que du sommet de la berge en rive droite a également montré que l'écart altimétrique moyen entre la surface du sol (93 points) et le LIDAR n'est que de 14 cm avec un écart type de 10 cm. Cette erreur, légèrement supérieure à celle observée sur la Lienne, pourrait s'expliquer par une hauteur de la végétation herbacée plus grande mais également par le fait que les points utilisés se situent en bordure du chenal, en position de levée, là où l'épaisseur de sédimentation est la plus importante lors des crues débordantes, comme nous l'avons montré sur la Lienne.

#### IV. RÉSULTATS

Les Images des différentes rivières ardennaises sont présentées et décrites successivement, dans un ordre basé sur la décroissance des puissances spécifiques des crues. Une synthèse de l'ensemble des résultats est ensuite proposée et comparée aux autres Images de la littérature.

## A. Image CM de la Lienne

Une cinquantaine de prélèvements ont été effectués dans le lit majeur de la Lienne, à proximité du village de Neucy (Denis *et al.*, 2013), suite à la crue du 9 janvier 2011. Le débit horaire maximum de cette crue, enregistré à la station limnigraphique de Lorcé, est de 37 m<sup>3</sup>/s (Aqualim L6240, 2012), ce qui correspond à une crue de récurrence de l'ordre de 8 ans d'après la méthode de Gumbel en utilisant la série des crues annuelles. Cette crue a inondé la plaine alluviale sur plusieurs dizaines de mètres de largeur et a entraîné la formation de nombreux dépôts (Figure 7).

Dans ce secteur, la Lienne décrit une boucle de méandre dont le rayon de courbure est de l'ordre de 50 m. A l'intérieur de cette boucle, la plaine alluviale, qui est actuellement occupée par une prairie, présente une microtopographie relativement diversifiée. On peut ainsi distinguer cinq dépressions longitudinales subparallèles correspondant à des bourrelets-gouttières (*scroll-bars*) qui se sont formés lors de la migration latérale du chenal.

Nous disposons pour ce secteur d'informations sur l'évolution géomorphologique de la plaine alluviale au cours des derniers siècles grâce à l'utilisation des scories de la sidérurgie ancienne comme traceurs (Houbrechts et Petit, 2006). Le déplacement latéral du chenal a été estimé à 70 m depuis le début du 15<sup>e</sup> siècle, ce qui correspond à une vitesse moyenne de déplacement latéral de 12 m/siècle. Au cours de la même période, une accumulation nette de sédiments s'est produite en plaine alluviale sur une épaisseur de 38 cm, ce qui représente 33 % de l'épaisseur totale des dépôts fins (Notebaert *et al.*, 2011).

D'autre part, six échantillons ont été prélevés quelques kilomètres en amont dans des dépôts de décantation mis en place dans une retenue de barrage de castors (Denis, 2010 ; Denis *et al.*, 2013).

Lors de la campagne d'échantillonnage, il est apparu que les alluvions de la crue du 9 janvier 2011 ne se sont pas accumulées uniformément sur l'ensemble du lit majeur mais qu'elles se sont uniquement déposées dans quelques unités morphologiques bien spécifiques. La localisation de ces échantillons est présentée à la Figure 7 en même temps que l'épaisseur des dépôts, la bathymétrie au maximum de la crue et les directions d'écoulement en lit majeur.

- Un premier ensemble de dépôts se situe entre la partie haute de la berge et le sommet de la levée naturelle de la rivière (secteur A sur la Figure 7). L'épaisseur des dépôts échantillonnés dans ce secteur varie entre 1 et 14 cm, avec une valeur moyenne de 4 cm. Dans ce secteur, la profondeur d'eau a atteint durant

le maximum de la crue des valeurs comprises entre 10 et 70 cm. Les échantillons 45 et 47 ont été prélevés dans le prolongement de la levée mais il faut signaler que ces dépôts ont été mis en place en fin de crue dans une cellule de contre-courant (cf. vecteurs de direction d'écoulement ; Figure 7).

- Deux autres secteurs de sédimentation se trouvent directement à l'arrière de la levée :

Un ensemble de dépôts (secteur B) correspond aux échantillons 24, 25, 29, 32, 34, 35 et 36. Il présente des épaisseurs variant de 0,5 à 4 cm. Les vecteurs de direction d'écoulement montrent que ces sédiments proviennent de débordements qui se sont produits perpendiculairement au tracé de la berge dans des secteurs qui ne correspondent pas à des points bas de la levée. La présence de feuilles mortes non remaniées par la crue dans le secteur des échantillons 34, 35, 36 démontre que les vitesses de courant qui ont mis en place ces dépôts étaient très faibles.

Un autre ensemble (secteur C : échantillons 4 à 7 et 19 à 23) se situe à l'arrière d'une brèche dans la levée. Ce dépôt, dont l'épaisseur moyenne est de 4,2 cm, peut être considéré comme une petite crevasse splay.

- Des alluvions sont également présentes dans le prolongement du secteur C, au niveau d'un chenal de crue (secteur D, échantillons 8 à 15). Les sédiments se sont tout d'abord déposés dans l'axe du chenal, et, à partir de l'échantillon (10), les dépôts se sont progressivement mis en place sur le flanc du chenal voire sur la crête (14 et 15). Ceci s'explique probablement par l'augmentation de la pente dans la partie aval du chenal, qui entraîne une augmentation de la vitesse d'écoulement et donc empêche la sédimentation de s'effectuer au centre du chenal. En revanche, la vitesse d'écoulement est plus faible sur le flanc du chenal, ce qui permet au sédiment de se déposer. Ce type de sédimentation explique pourquoi des formes héritées de périodes anciennes sont toujours visibles dans la topographie à l'heure actuelle. L'épaisseur de sédiments mis en place dans cette unité est comprise entre 1 et 5 cm.

- Un dernier type de dépôt (secteur E) relativement étendu (23 m de long sur une largeur maximale de 3,2 m) s'est formé à l'arrière de la levée, correspondant aux échantillons 40 à 44. L'épaisseur de ce dépôt est particulièrement importante et atteint 16 cm au centre. Comme le montrent les vecteurs de sens d'écoulement, les sédiments proviennent du débordement de la rivière au niveau des sites 38 et 39. La formation de ce dépôt peut être liée à des enrochements installés en rive gauche vers 2006 pour protéger la berge de l'érosion (Figure 7). En effet, ces protections de berge entraînent un rétrécissement du lit sur une largeur de l'ordre

de 2 m et pourrait donc favoriser un débordement dans ce secteur. Cet aménagement n'apparaît pas sur le LIDAR étant donné qu'il est plus récent que le levé. L'échantillon 42 a été prélevé au pied du dépôt sableux dans un dépôt nettement plus fin mis en place vraisemblablement en fin de crue.

Grâce aux mesures d'épaisseur réalisées sur les dépôts de la crue du 9 janvier 2011, il apparaît que la sédimentation moyenne sur l'ensemble du lit majeur est de l'ordre de 0,5 cm. Cette valeur n'est pas négligeable par rapport au taux de sédimentation moyen de 7 cm/siècle estimé pour ce site depuis le milieu du 15<sup>e</sup> siècle grâce aux microscories (Notebaert *et al.*, 2011). Nous pouvons donc tirer la conclusion qu'une crue du type de celle du 9 janvier 2011 (réurrence de l'ordre de 8 ans) contribue significativement à la sédimentation en lit majeur et donc à son exhaussement. Les granulométries ont été réalisées sur les échantillons prélevés dans les différentes unités morphologiques. La représentation des points sur l'Image CM permet de caractériser le mode de transport dans les différentes unités morphologiques du lit majeur (Figure 8).

Sur le segment RS, qui correspond aux dépôts issus de la suspension uniforme, se trouvent des dépôts mis en

place à l'arrière de la levée (secteur B), des dépôts du chenal de crue (secteur D), deux échantillons récoltés à proximité de la berge (éch. 45 et 47) ainsi qu'un prélèvement (éch. 42) réalisé au pied du dépôt sableux en dos de baleine (secteur E). Lors des prélèvements, nous avons constaté que ces trois dépôts (éch. 42, 45 et 47) se sont déposés durant la phase de décrue. Nous avons donc décidé de les représenter séparément car les vitesses de courant qui les ont mis en place ne sont pas similaires aux conditions d'écoulement lors de la sédimentation des autres dépôts.

Il peut paraître étrange que des dépôts situés à l'arrière de la levée (secteur B) soient présents sur le segment RS. Toutefois, une analyse plus détaillée de la topographie au niveau de ces sites de sédimentation montre que les sédiments se sont déposés à l'arrière d'une partie haute de la levée qui a été très faiblement inondée. De plus, la présence de feuilles mortes non remaniées par la crue dans le secteur des échantillons 34, 35, 36 démontre que les vitesses de courant, qui ont mis en place ces dépôts, étaient relativement faibles.

Sur cette Image CM, nous avons également représenté quelques échantillons prélevés sur des plaques de sédimentation dans une retenue de barrage de

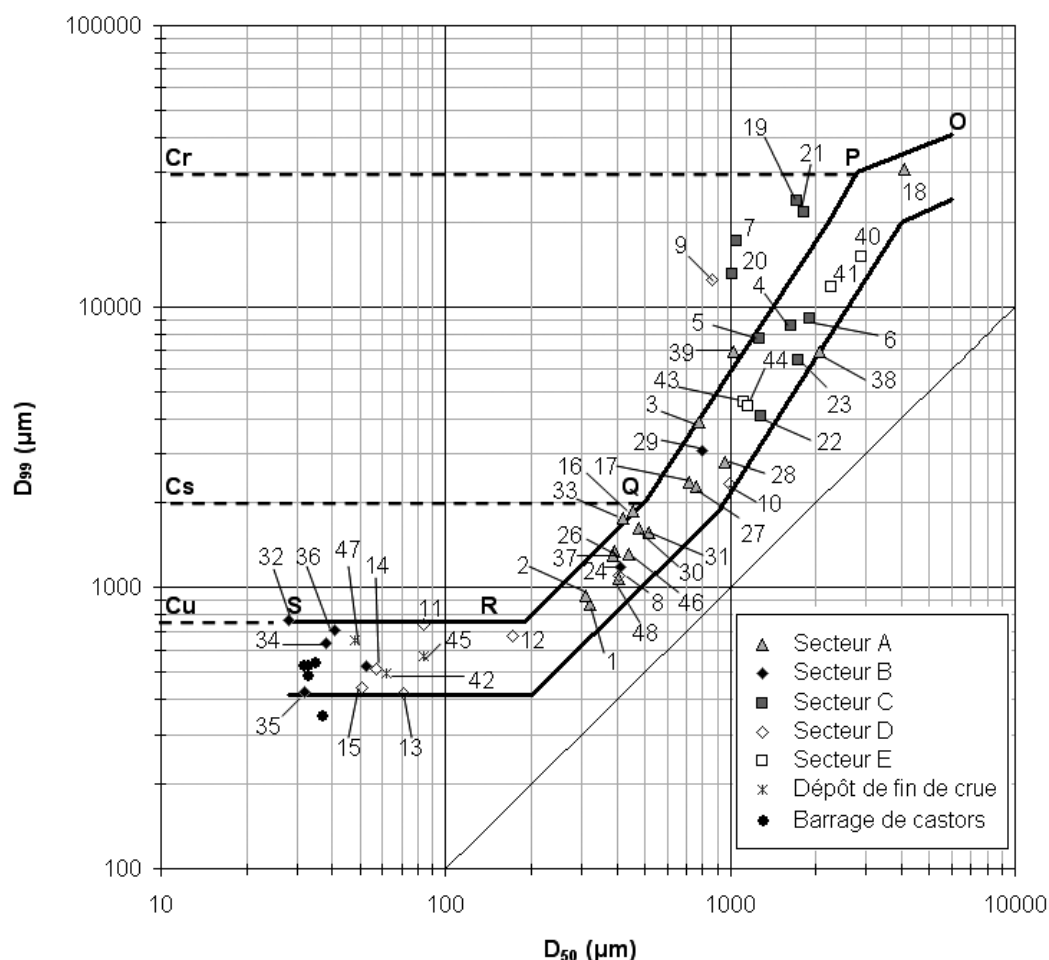
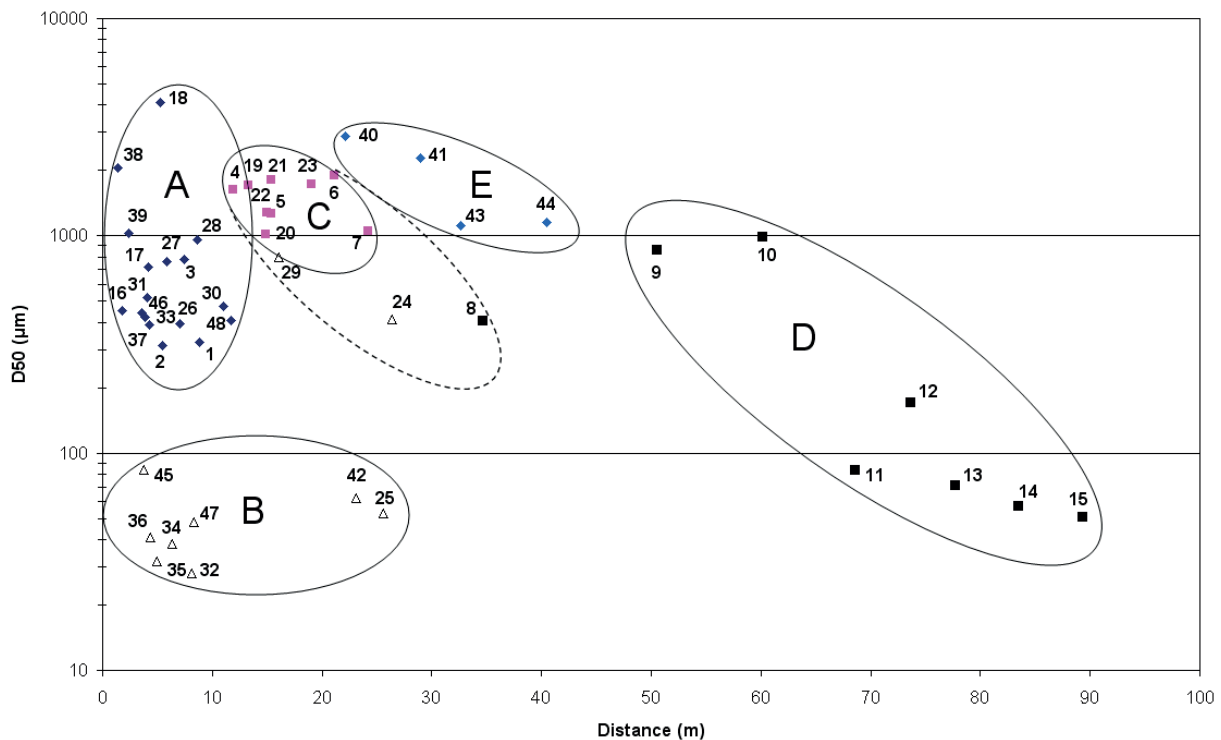


Figure 8. Image CM de la Lienne. Les différents milieux sédimentaires (A à E) sont présentés à la figure 7.



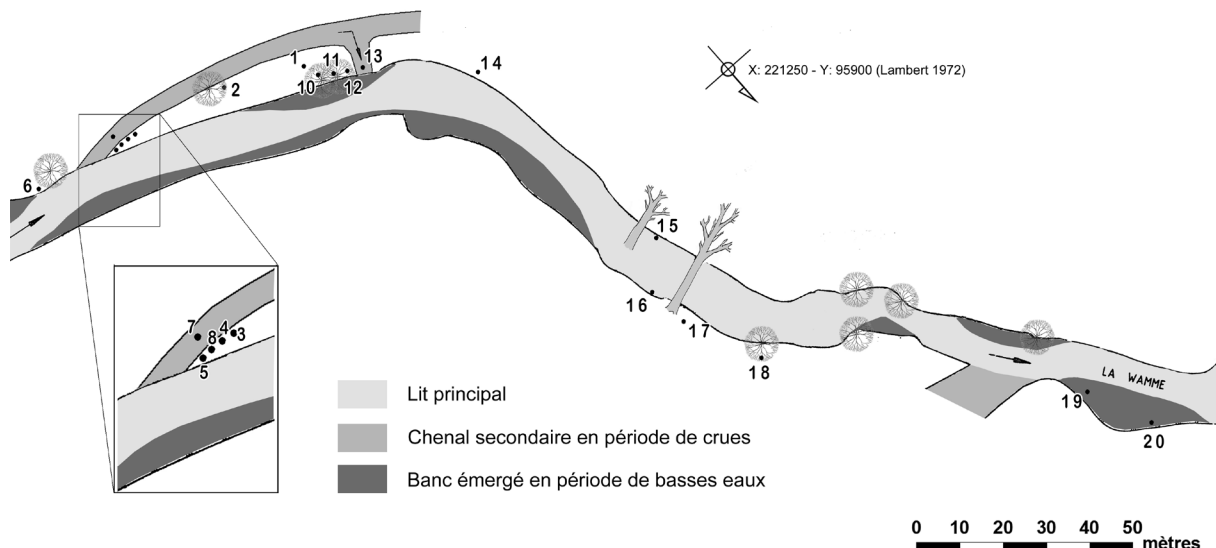


**Figure 9.** Évolution du  $D_{50}$  en fonction de la distance au point de débordement en fonction des secteurs de sédimentation définis à la figure 7. Une deuxième ellipse est proposée pour l'ensemble C étant donné la proximité des échantillons 8 et 24 par rapport à ce secteur. L'échantillon 29 semble avoir été mis en place dans des conditions similaires à celles du secteur C (aval d'une brèche dans la levée).

castors (site des Villetes ; Denis, 2010). Trois de ces échantillons correspondent à des dépôts issus de la suspension uniforme. Un seul présente un  $D_{99}$  plus fin que 400 µm et pourrait correspondre à un dépôt de décantation.

Des dépôts du chenal de crue (secteur D : éch. 11, 13-15) figurent également sur le segment RS. Ces dépôts se sont formés à plus de 70 m de la berge d'où provient l'écoulement (cf. vecteurs d'orientation ; Figure 7). Les autres prélèvements (éch. 8-10) réalisés dans le

chenal de crue se placent sur le segment QR (mode de transport par suspension gradée) et ont une granularité d'autant plus grossière que les dépôts se situent près du point de débordement du chenal. Il se vérifie donc que la turbulence et la vitesse d'écoulement décroissent en fonction de la distance parcourue par l'écoulement en lit majeur, ce qui entraîne un gradient granulométrique. Cette évolution est illustrée Figure 9 où la décroissance du  $D_{50}$  en fonction de la distance des dépôts au point de débordement est particulièrement bien marquée. Il apparaît toutefois que la décroissance du  $D_{50}$  n'est



**Figure 10.** Localisation des sites de prélèvement dans le secteur de Harsin sur la Wamme

pas simplement une fonction à la distance du chenal (Walling *et al.*, 1997) mais qu'elle varie également en fonction du type d'unité alluviale parcourue.

Le segment QR comporte également de très nombreux échantillons prélevés sur la levée (secteur A). Les vitesses d'écoulement à proximité du lit mineur permettent le transport des sédiments les plus fins, ce qui entraîne des dépôts relativement bien triés, donc proches de la droite d'égalité  $C = M$ . La taille des sédiments qui forment ces dépôts décroît également en fonction d'un gradient de hauteur le long de la berge. D'autres paramètres (ripisylve, affectation du sol, embâcles) peuvent néanmoins perturber ce modèle.

Le segment PQ (dépôts issus essentiellement de la suspension gradée mais également du roulage) rassemble les échantillons provenant des dépôts situés à l'arrière de la levée, dans les secteurs C et E. Les grains grossiers qui composent ces dépôts ont pu atteindre ces secteurs en empruntant les deux zones plus basses de la levée que nous avons décrites ci-dessus. Ce type de dépôt en lit majeur est donc fortement conditionné par des apports de sables grossiers et de petits graviers via des points bas de la berge. C'est le ralentissement du courant derrière la levée qui explique la formation de ces dépôts. Toutefois, le courant est toujours suffisamment rapide à l'arrière de ces brèches pour emporter les sédiments plus fins. Cinq échantillons, dont quatre prélevés dans le dépôt C, se situent en dehors des deux rails tracés sur la Figure 8. Cela signifie que ces échantillons contiennent une part plus importante d'éléments fins que les sédiments mis en place sur le segment PQ. Deux hypothèses permettent d'expliquer la position de ces points sur l'Image CM : (1) Soit il s'agit d'échantillons prélevés dans des dépôts présentant un gradient granulométrique imperceptible à l'œil nu. Ces dépôts auraient été mis en place par des courants de vitesses variées lors des différentes phases de la crue et ils ont été mélangés lors du prélèvement. (2) Soit ces dépôts ont été mis en place dans des conditions d'écoulement freiné, ce qui se traduit par un moins bon tri et une sédimentation plus importante de fines. Cette dernière hypothèse est d'autant plus probable que ces échantillons ont été prélevés dans la zone C qui se présente comme un dépôt en éventail à l'arrière de la brèche. La vitesse d'écoulement du flux qui transitait par la brèche a donc dû décroître très rapidement dans ce secteur.

La plupart des points situés sur le segment PQ correspondent à des dépôts issus de la suspension gradée dans lesquelles des grains roulés de petite dimension (2 à 20 mm) sont également présents. Un seul échantillon permet de situer la flexure entre les segments PQ et OP (dépôts constitués essentiellement de grains roulés avec une part de suspension gradée). Il s'agit de l'échantillon le plus grossier prélevé sur

la berge au pied de la levée (secteur A - éch. 18 ;  $D_{90}$  de 30 mm). Ce type de dépôt est donc très localisé et semble ne se produire en lit majeur que dans des conditions particulières. Il est en effet nécessaire que des grains grossiers provenant du fond du lit mineur soient expulsés sur la berge par des cellules de courant à axe horizontal générant des flux verticaux animés de vitesses très élevées.

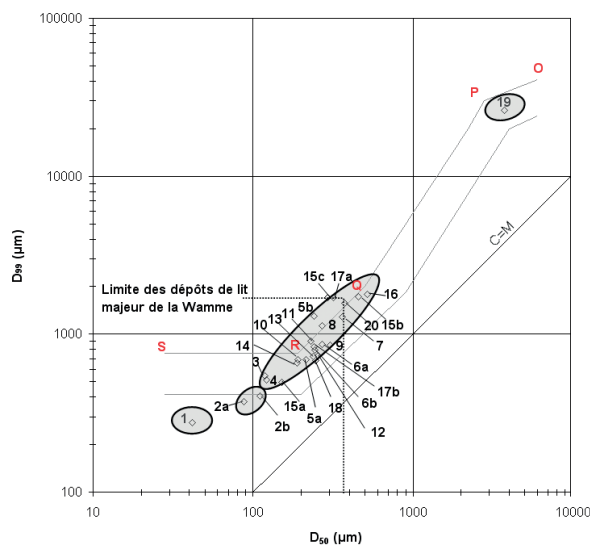
Enfin, aucun dépôt de décantation n'a été observé ni sur ce secteur, ni dans les autres sites prospectés (Trou de Bra, Targnon, etc.). Ces dépôts observés dans les rivières de taille nettement plus importante ne peuvent se mettre en place dans le lit majeur de la Lienne en raison de sa largeur relativement restreinte et de la vitesse d'écoulement élevée en période de crue.

## B. Image CM de la Wamme

Le site d'étude se situe dans un secteur boisé entre Bande et Harsin près du lieu-dit Font Blanche (carte IGN 1/50.000). À cet endroit, la Wamme traverse une vaste dépression développée dans des schistes relativement tendres de l'Eifelien (Asselberghs, 1946 ; Alexandre, 1957) ; la rivière peut se déplacer latéralement d'une part, la pente longitudinale y est nettement moins importante que dans la partie amont d'autre part, ce qui entraîne une diminution significative de la compétence et la formation de bancs de galets. Ces derniers y sont d'ailleurs très nombreux (Figure 10) et particulièrement épais, favorisant probablement les débordements.

Plusieurs dépressions longitudinales, qui correspondent à des chenaux encore partiellement actifs en période de hautes eaux, sont visibles de part et d'autre du lit principal de la rivière. Deux hypothèses pourraient expliquer la présence de ces chenaux : (1) soit ils se sont formés dans ce secteur en raison de l'édification d'embâcles, liés à la présence d'arbres basculés dans la rivière, engendrant des débordements plus fréquents et donc favorisant l'apparition de chenaux secondaires. Cette hypothèse a également été proposée pour d'autres rivières ardennaises (Aisne, Lienne, etc.), étant donné la présence de chenaux dédoublés dans certains secteurs en forêt alluviale (Houbrechts, 2005) ; (2) soit comme cela a été observé dans plusieurs cours d'eau d'Europe de l'Ouest, ces chenaux se seraient formés durant le Petit Age Glaciaire et correspondraient à une métamorphose fluviale, en raison d'un apport plus important de sédiments que la rivière n'aurait pas été capable d'évacuer et de débits de crue morphogène plus importants et plus fréquents (Knighton, 1984 ; Bravard, 1986 ; Bravard *et al.*, 1989 ; Salvador, 1991).

À l'heure actuelle, ces annexes latérales, qui fonctionnent pour des débits inférieurs à la crue de plein bord, peuvent être considérées comme un espace



**Figure 11.** Position des échantillons de la Wamme sur le graphique CM avec en trame de fond l'Image de la Lienne.

fonctionnel appelé « lit moyen » (Malavoi et Bravard, 2010).

Au total, une vingtaine d'échantillons ont été prélevés à la suite de la crue débordante du 22 août 2007, dans différentes unités morphologiques des lits majeur, moyen et mineur (Figure 10). Le débit horaire maximum de cette crue enregistré à la station d'Hargimont (Aqualim - L6370) est de 26,7 m<sup>3</sup>/s. En comparaison, le débit à plein bord proposé pour cette station est de 17 m<sup>3</sup>/s (Petit *et al.*, 2005). Il faut toutefois signaler que cette station limnigraphique a connu de nombreux problèmes de tarage (Gaillez, comm. pers. 2012) en raison d'instabilité altimétrique du fond du lit. Pour cette raison, la station limnigraphique a été déplacée (Aqualim - L7640) et le débit de la crue du 22 août 2007 doit être considéré avec réserve.

Par ailleurs, il faut signaler que le secteur se situe quelques kilomètres en aval de la carrière de Bande, où s'était produite une coulée boueuse le 14 juin (Le Soir, 16 juin 1998). Une partie des dépôts fins que nous avons échantillonnés dans la Wamme pourrait donc encore provenir de cet incident.

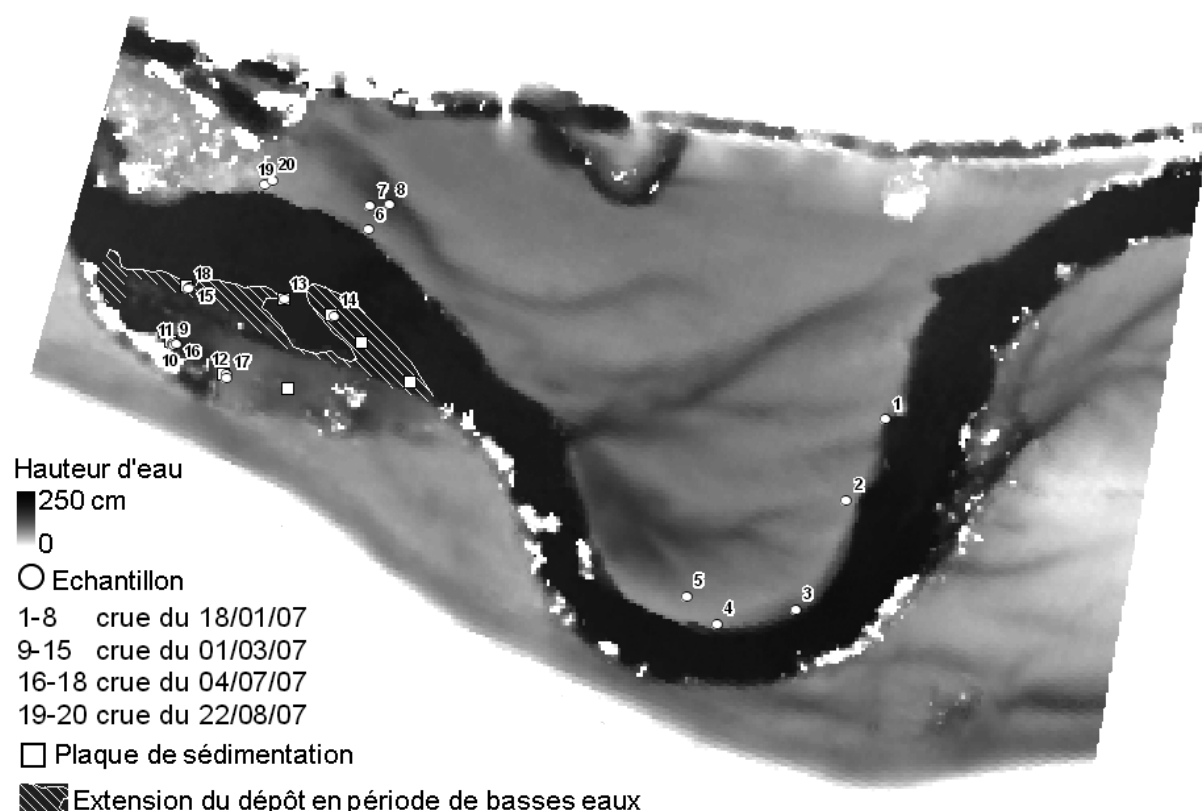
La plupart des dépôts formés durant la crue du 22 août 2007 se situent à une distance inférieure à 5 m du sommet berge (Figure 10). Ceux situés au-delà de cette distance ont été prélevés sur la contre-pente du flanc d'un chenal secondaire. Un certain nombre des dépôts se sont formés derrière des arbres ou des embâcles (éch. 6, 10, 11, 12, 18), étant à l'abri du courant. L'épaisseur des dépôts était globalement relativement importante, pouvant atteindre par endroits 10 cm (éch. 7 et 18).

Les points de la Wamme présentent presque tous un  $D_{50}$  compris entre 100 et 500 µm, ils se concentrent essentiellement sur le segment QR (Figure 11). L'ensemble formé par ces points présente toutefois une légère translation vers la gauche par rapport au segment QR de la Lienne, ce qui atteste d'un moins bon classement qui pourrait être lié à la présence de boues de décantation relâchées par la carrière de Bande. Aucun dépôt échantillonné en lit majeur ne se situe sur le segment PQ et seuls quelques points se placent sur le segment RS. L'échantillon 19 doit être considéré séparément étant donné qu'il a été prélevé dans le lit mineur sur un dépôt latéral en pied de berge. L'Image CM des dépôts de lit majeur de la Wamme est donc incomplète par rapport à celle de la Lienne.

La taille maximale ( $D_{99}$ ) des dépôts échantillonnés dans le lit majeur de la Wamme n'est que de 1,8 mm contre plus de 20 mm pour certains dépôts de la Lienne. Ceci pourrait s'expliquer par le fait que cette crue n'ait pas été très importante contrairement à celle de la Lienne du 9 janvier 2011. Dans ces conditions, des éléments grossiers du lit mineur n'auraient pas été expulsés sur les berges par des courants turbulents verticaux.

Par ailleurs, le nombre restreint de points dont le  $D_{50}$  est inférieur à 100 µm est paradoxalement lié à la faible importance de la crue du 22 août 2007. En effet, l'inondation du lit majeur n'a pas été suffisamment étendue pour permettre la sédimentation dans des milieux à faibles vitesses d'écoulement, ce qui s'observe généralement dans des secteurs éloignés du chenal. Dans ce type de rivière, les vitesses d'écoulement sont trop importantes à proximité du chenal, même pour des faibles crues, pour permettre une sédimentation de dépôts issus de la suspension uniforme.

Sur la Figure 11, trois points (1, 2a et 2b) se situent légèrement en dessous du segment RS défini pour la Lienne. Deux de ces échantillons (2a et 2b) ont été prélevés en bordure d'un chenal de crue, en position d'abri, derrière un arbre (Figure 10). Ces dépôts, qui se situent dans le prolongement du segment QR (Figure 11), pourraient correspondre à l'ensemble défini par Peiry (1988) comme résultant de la sédimentation de sables fins dans un écoulement lent de bras secondaire avec contrôle aval de la vitesse d'écoulement. Le troisième dépôt (éch. 1), dont l'épaisseur est inférieure à 2 mm, a été prélevé entre le chenal secondaire et la levée, dans une zone de sédimentation très calme, comme l'atteste la présence de nombreuses feuilles mortes non remaniées sous le dépôt. Il pourrait s'agir d'un dépôt de décantation et appartenir à l'ensemble T (Bravard et Peiry, 1999). Une autre hypothèse pourrait expliquer la position de ces trois points (éch. 1, 2a et 2b) en dessous du segment de la suspension uniforme de la Lienne. Ainsi, il serait possible que, pour des conditions d'énergie moins importante, l'Image CM



**Figure 12.** Localisation des sites de prélèvement dans le secteur de Lessive sur la Lesse. Carte bathymétrique du lit majeur lors de la crue du 22 août 2007 et extension du dépôt de convexité en période de basses eaux le 07 février 2007.

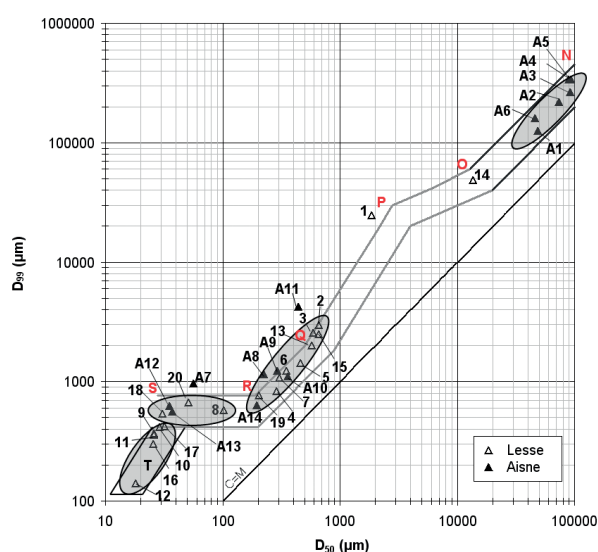
présente une translation verticale du segment RS vers des valeurs plus faibles, comme cela a été montré dans plusieurs études réalisées sur les alluvions du Rhône (Arnaud-Fassetta, 2000 ; 2002). Malheureusement, nous manquons de données pour confirmer cette hypothèse.

### C. Image CM de l'Aisne et de la Lesse

Etant donné le faible nombre de dépôts observés en lit majeur suite aux crues de l'Aisne et de la Lesse, nous ne disposons que d'un nombre limité de points. Nous avons donc regroupé les résultats de ces deux rivières.

Sur l'Aisne, les échantillons de lit majeur ont été prélevés à la suite de la crue débordante du 20 janvier 2004, dont le débit maximum horaire a atteint 11,2 m<sup>3</sup>/s à la station d'Erezée (Aqualim, station L6690). En comparaison, le débit à plein bord au droit de cette station a été estimé à 7,3 m<sup>3</sup>/s (Petit *et al.*, 2005). Huit prélèvements ont été effectués sur une distance d'environ 2500 m entre « Wérichet » et la confluence de l'Estinale. Comme pour les autres rivières présentées ci-dessus, la plupart des dépôts se sont formés en position de levée naturelle. Leur épaisseur était généralement de l'ordre du centimètre voire moins.

De plus, afin de tracer le segment des dépôts mis en place par roulage pur (segment NO), nous avons reporté sur le graphique CM des données provenant de seuils de l'Aisne dans le secteur de Juzaine (Houbrechts, 2005). Sur la Lesse (Figure 12), quatre séries d'échantillons ont été prélevés dans le secteur du moulin de Lessive en 2007, à la suite de quatre événements hydrologiques dont deux étaient nettement supérieurs au débit à



**Figure 13.** Position des points de l'Aisne et de la Lesse sur le graphe CM avec en trame de fond l'Image CM des dépôts de la Lienne ainsi que le segment ON des dépôts de l'Aisne.



plein bord (Tableau 1). Lors de ces deux événements débordants, les dépôts se sont essentiellement formés sur les berges en position de levée ainsi que sur un dépôt de convexité végétalisé. Ce dernier présente une microtopographie relativement complexe qui correspond à une succession de bourrelets et de gouttières (*scroll-bars*) recouverts de sédiments fins (limono-sableux). Ce dépôt de convexité s'est formé en une trentaine d'années suite au déplacement latéral d'une boucle de méandres sur une distance de 45 m (Pirard, 2007 ; Hallot *et al.*, 2007). Afin d'étudier la sédimentation sur ce dépôt, huit plaquettes de sédimentation ont été installées.

Sur la Figure 13, les dépôts prélevés sur l'Aisne sont précédés de la lettre A tandis que ceux de la Lesse ne possèdent pas de code spécifique mais uniquement un numéro d'échantillon faisant référence à la Figure 12.

La plupart des dépôts de lit majeur de l'Aisne et de la Lesse se placent entre les rails de l'Image CM tels qu'ils ont été définis pour la Lienne. Quelques points du graphique se situent toutefois en dessous du segment RS et composent l'ensemble T (éch. 9-12,16-17). Ces derniers points correspondent à des échantillons prélevés sur la Lesse suite aux crues du 1<sup>er</sup> mars 2007 et du 4 juillet 2007 sur les plaques de sédimentation situées dans un chenal du dépôt de convexité, le long de la berge en rive gauche. Il s'agit de dépôts mis en place dans des conditions de sédimentation très calmes. En effet, lors de la crue du 4 juillet 2007, nous avons constaté que le bras mort était connecté au chenal principal uniquement par son embouchure aval. C'est donc la remontée du niveau d'eau par l'aval, qui est responsable de l'apport de sédiments dans le bras. La vitesse du courant était quasiment nulle, ce qui a permis la décantation des matières en suspension.

Sur le segment RS, on retrouve quelques dépôts de la Lesse mis en place lors des crues du 18 janvier (éch. 8), du 4 juillet (éch. 18) et du 22 août 2007 (éch. 20). Ces trois échantillons ont été prélevés dans des contextes très différents : l'échantillon 18 a été prélevé dans le lit mineur sur un dépôt de convexité mais, suite à une crue de faible importance (Tableau 1), l'échantillon 20 provient d'un dépôt situé à l'arrière d'une levée et l'échantillon 8 a été prélevé dans un chenal de type « gouttière » un peu plus en retrait par rapport à la berge.

Sur ce segment, on observe également deux dépôts de l'Aisne (A12 et A13) prélevés à l'arrière d'une levée en position d'abri. Ces dépôts se sont pourtant formés à moins de 2 m de la berge. Leur épaisseur était très faible, de l'ordre de 2 mm.

De nombreux dépôts de l'Aisne et de la Lesse se situent sur le segment QR. Ces dépôts ont été mis en place par

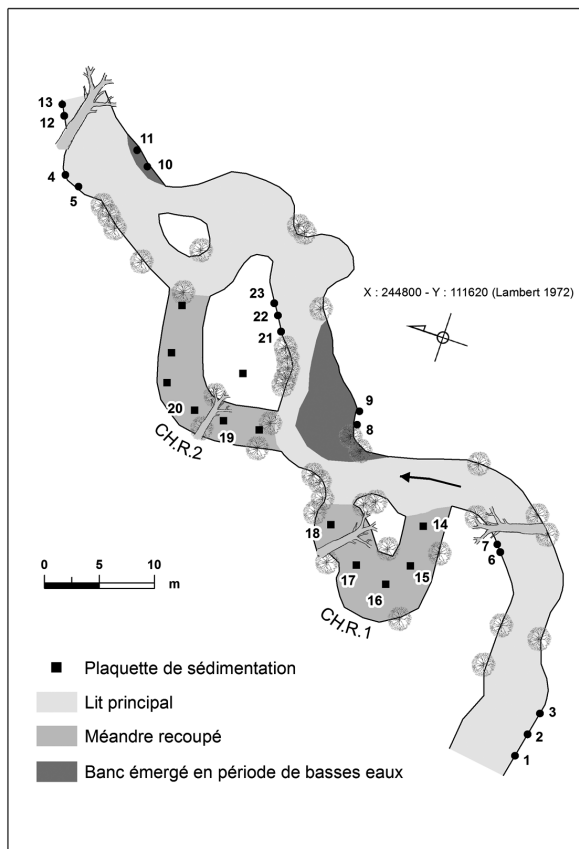
des crues supérieures au plein bord ( $Q_b$ ), essentiellement en position de levée, à une distance inférieure à 5 m du sommet berge.

Parmi les échantillons prélevés, il n'y a presque pas de dépôts qui se situent sur le segment PQ. Deux points de la Lesse (éch. 1 et 14) se situent au niveau du segment PO, qui correspond à des dépôts essentiellement issus du roulage et partiellement de la suspension gradée. L'échantillon 1 a été prélevé sur la berge, au niveau d'un seuil qui pourrait avoir favorisé l'éjection d'éléments très grossiers sur la berge. L'échantillon 14 a été prélevé dans le lit mineur, dans le dépôt de convexité de rive gauche, suite à la crue du 1<sup>er</sup> mars 2007. Sur l'Aisne, l'échantillon le plus grossier prélevé en lit majeur correspond au dépôt A6. Ce dépôt graveleux a été mis en place par la crue du 13 février 2002, dont la récurrence est estimée à plus de 50 ans. Le débordement de cailloutis s'est également produit au niveau d'un seuil avant de s'étaler en lit majeur (Houbrechts, 2005). Il faut toutefois signaler qu'au point de débordement la berge avait été talutée en plan incliné pour permettre le passage d'engins de terrassements quelques mois auparavant. Cette configuration a probablement favorisé l'expulsion de gravier hors du lit de la rivière.

Enfin, les granulométries réalisées sur les seuils de l'Aisne (A1-A5) permettent de définir l'allure du segment NO, c'est-à-dire le roulage pur. Ce segment se situe parfaitement dans le prolongement du segment RQ (Figure 13). Cela signifie donc qu'au-delà du segment PO, l'Image doit se redresser et se réorienter parallèlement à la droite d'égalité  $C = M$ .

#### D. Image CM de la Chavanne

La Chavanne est un affluent de la Lienne de rive gauche (Wallemacq *et al.*, 2011). Sur une distance relativement courte, la Chavanne présente deux types de morphologie fortement contrastée : (1) Dans la partie amont du bassin, la rivière coule dans une vaste dépression lithologique. Elle y développe de nombreux méandres libres dans une plaine alluviale pouvant atteindre 100 m de large. Dans ce secteur, la pente longitudinale est proche de 1 % et la puissance spécifique à  $Q_b$  est de l'ordre de 50 W/m<sup>2</sup>. De nombreux méandres recoupés, à différents stades de remblaiement, sont présents dans ce secteur (Mayeres, 2005 ; Wallemacq, 2009). (2) Dans la partie aval, la rivière traverse des roches nettement plus résistantes, qui confèrent à la vallée une allure en « V » avec une plaine alluviale relativement étroite (< 50 m). Le tracé est subrectiligne et la Chavanne développe une ébauche d'un système en step-pool. La pente longitudinale est nettement plus importante (2 %) ainsi que les puissances spécifiques au  $Q_b$  (> 100 W/m<sup>2</sup>). En revanche, la hauteur des berges (*i.e.*, l'épaisseur des dépôts fins sur la nappe de cailloutis) est



**Figure 14.** Localisation des sites de prélèvements dans la Chavanne (secteur de Manhay).

nettement moins importante. Ceci résulte probablement d'une sédimentation plus faible dans ce secteur en raison de vitesses d'écoulement plus soutenues lors des crues débordantes (Houbrechts, 2005).

C'est dans la partie amont du bassin que des échantillons ont été prélevés dans les dépôts de la crue du 20 janvier 2004, dont le débit a été légèrement supérieur à  $Q_b$  (Tableau 1). Un des tronçons échantillonnés présente deux méandres recoupés sur une distance d'environ 40 m (Figure 14). Une dizaine de plaques de sédimentation ont été installées dans ces méandres afin d'y étudier la sédimentation. La hauteur de sédimentation dans le méandre recoupé CH-R1 était de l'ordre de 50 cm par rapport au niveau du lit actuel en face du chenal tandis que le remblaiement du chenal CH-R2 atteignait près de 100 cm. Pour cette raison, le chenal R2 a été faiblement inondé et la sédimentation a été nettement moindre voire nulle. Au total, 23 échantillons ont été prélevés dans le secteur cartographié (Figure 14). La plupart de ces dépôts se sont formés en position de levée, dans des chenaux recoupés ou bien à différents niveaux sur les berges, sur des replats en convexité et/ou à l'arrière d'obstacles, parfois en relation avec des cellules de contre-courant.

Une vingtaine d'échantillons supplémentaires ont également été prélevés dans d'autres tronçons de la Chavanne, toujours dans des positions similaires à celles présentées à la figure 14. Un des sites échantillonnés est un méandre recoupé où des plaques de sédimentation ont également été installées (Vandenberghé *et al.*, 2007).

Sur l'Image CM de la Chavanne (Figure 15), nous avons différencié les échantillons en fonction du type de forme alluviale dans laquelle le prélèvement a été réalisé. De cette façon, nous pouvons facilement identifier l'extension des ensembles granulométriques se rapportant à un type de forme et donc aux conditions de transport-dépôt. Comme ci-dessus, les dépôts de la Chavanne sont représentés par rapport à l'Image CM de la Lienne. Lors de la crue du 20 janvier 2004, la plupart des dépôts se sont formés à quelques mètres de distance du sommet de la berge. Des dépôts ont également été observés dans les deux méandres recoupés (Figure 14). Toutefois, la crue n'a pas été suffisamment importante pour inonder et atteindre toutes les plaquettes installées dans le méandre CH.R.2 car le remblaiement de ce chenal était plus avancé (environ 1 m de dépôts) que celui du chenal recoupé situé juste en amont (CH.R.1, environ 50 cm de dépôts).

D'une manière générale, les dépôts de la Chavanne se superposent à la trame définie pour les dépôts de la Lienne. Plusieurs échantillons se situent également en dessous du segment de la suspension uniforme et définissent un ensemble qui correspond à de la décantation (ensemble T). La plupart des points qui s'y trouvent ont été mis en place dans des sites d'abri, à l'arrière d'embâcles ainsi que dans des méandres recoupés à des stades avancés de remblaiement, où les vitesses d'écoulement sont très faibles, voire nulles.

Sur le segment de la suspension uniforme (RS), on retrouve des dépôts de presque tous les types d'unités échantillonnées (méandres recoupés, replats de berge, etc.), à l'exception des dépôts de levées qui présentent généralement un  $D_{99}$  plus grossier ( $> 800 \mu\text{m}$ ).

Un second segment R'S' semble se dessiner autour des points dont le  $D_{99}$  est compris entre 900 et 1250  $\mu\text{m}$ . Ces valeurs qui, dans un premier temps semblent relativement importantes, ont également été observées sur d'autres rivières. Elles pourraient être considérées comme de la suspension uniforme en mode énergique associée à quelques grains issus de la suspension graduée (Arnaud-Fassetta, 2000). En effet, il est probable que les dépôts échantillonnés soient issus de processus mixtes étant donné que ces milieux se situent à proximité du chenal où les turbulences sont encore assez fortes, ce qui se traduit par la présence de grains sableux grossiers, mais où se produirait également de la sédimentation de dépôts de suspension uniforme. L'éloignement des points par rapport à la droite

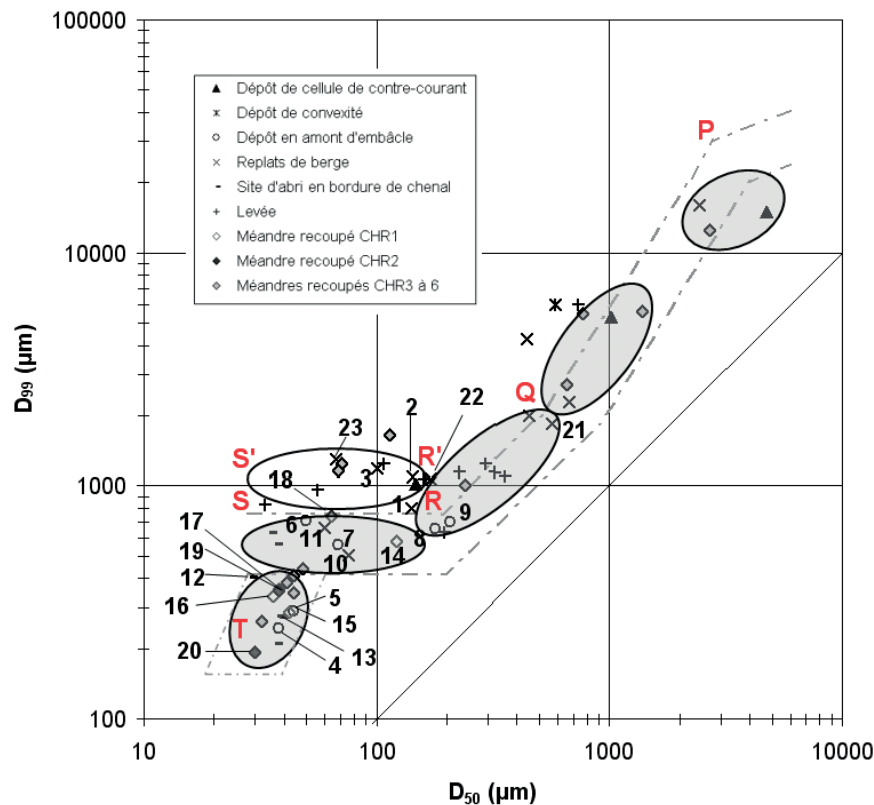


Figure 15. Image CM de la Chavanne pour les dépôts de la crue du 20 janvier 2004.

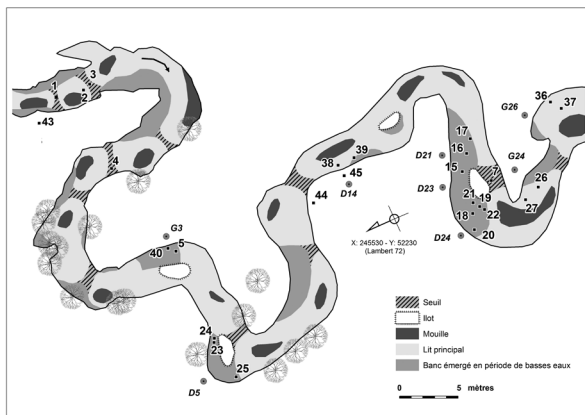


Figure 16. Localisation des sites de prélèvements dans la Rulles (carte 1).

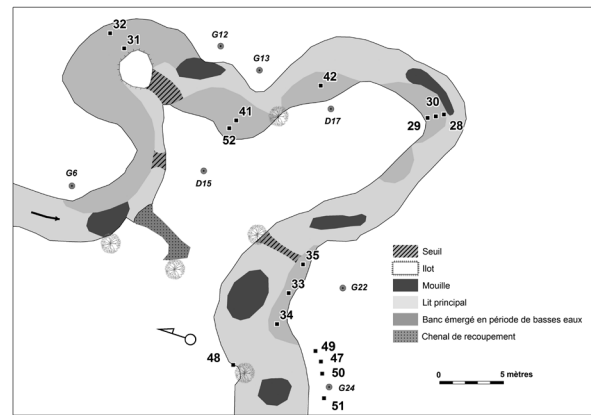


Figure 17. Localisation des sites de prélèvements dans la Rulles (carte 2).

d'égalité serait fonction de la part de dépôts issus de la suspension uniforme. Or il n'est pas rare de rencontrer des dépôts issus de la suspension uniforme près du chenal principal voire sur des replats de berge. Ceci s'explique probablement par des vitesses d'écoulement moins grandes dans la Chavanne que dans les autres rivières d'une part, par une sinuosité nettement plus élevée d'autre part, ce qui favorise le développement des cellules hélicoïdales et donc l'expulsion de grains grossiers du fond du lit.

Un ensemble QR peut être tracé légèrement à gauche du segment QR défini pour la Lienne. À nouveau, ce décalage peut traduire une concentration

légèrement plus importante en sédiments fins issus de la suspension homogène.

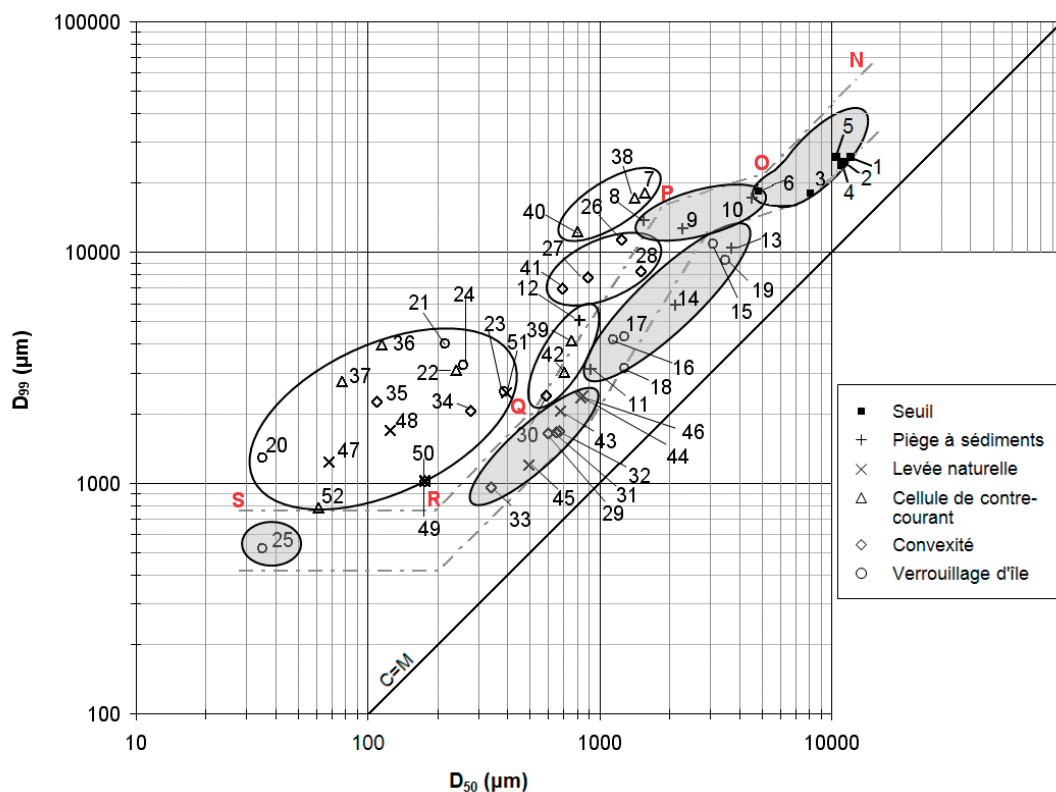
Les dépôts les plus grossiers que nous avons échantillonnés ont été observés soit sur les berges à des niveaux relativement bas, soit dans des chenaux recoupés, faiblement remblayés et traversés par des courants encore suffisamment rapides pour engendrer une turbulence élevée. Dans ces dépôts, on retrouve encore une part relativement importante de limons issus de la suspension uniforme, ce qui tend à tirer le  $D_{50}$  des dépôts vers le bas, et à expliquer le redressement du segment PQ par rapport à la droite d'égalité  $C = M$  (tri parfait).

### E. Image CM de la Rulles

La Rulles se situe dans la partie méridionale de l'Ardenne. Sa pente longitudinale est relativement faible, en relation avec l'histoire géomorphologique du bassin de la Semois, notamment par le biais des différentes captures qui ont affecté la Meuse et la Semois en Ardenne et en Lorraine (Pissart, 1961). Par ailleurs, au niveau du bassin versant, le manteau de loess est quasi inexistant et la plupart des sédiments fins disponibles proviennent de l'altération des quartzites et phyllades. Dans le sud de l'Ardenne, on ne trouve aucune trace de dépôts sableux liés à des transgressions marines (Demoulin, 1995). De plus, la tête de bassin de la Rulles est principalement occupée par des forêts, ce qui protège efficacement les sols de l'érosion. Dès lors, les sédiments susceptibles d'être transportés en suspension sont assez rares : pour des crues voisines du débit à plein bord, on mesure des concentrations en MES inférieures à 200 mg/l (Petit, 1985 ; Van Campenhout *et al.*, 2013). Précisons enfin que, même si la pluviosité du sud de l'Ardenne reste assez comparable à celle du nord (800-1000 mm, voire plus) et que le régime des débits y est assez comparable, les puissances spécifiques y sont nettement moins importantes, vu la faiblesse des pentes (Petit *et al.*, 2005).

En Forêt d'Anlier, la Rulles présente un tracé très sinueux ( $IS > 1,5$ ) dans une plaine alluviale dont

la largeur dépasse deux à trois fois l'amplitude des méandres. De telle sorte, la rivière ne se trouve en contact avec ses versants que de façon épisodique, ce qui est important en termes de recharge de matériau grossier et explique que la charge de fond soit relativement peu grossière (sur les seuils,  $D_{50} = 15-20$  mm). Le débit à plein bord s'inscrit dans la relation proposée pour les rivières à charge caillouteuse développée sur substrat imperméable (Petit et Pauquet, 1997 ; Petit *et al.*, 2008), avec une récurrence de l'ordre de 0,4 an. Le débit de mobilisation de la charge de fond est de l'ordre de  $0,8 Q_b$  et le charriage se produit en moyenne 19 jours par an (Houbrechts *et al.*, 2006). Vu la méandration prononcée du lit et la fréquence élevée du débit à plein bord, il se produit des recoupements de méandres par déversement (Petit, 1984). Comme cela a été suivi en détail (Petit, 1992), ces recoupements se produisent par étapes bien distinctes, impliquant notamment l'individualisation et l'incision de chenaux de recoupement au travers du pédoncule des méandres. Lorsque le débit est inférieur au débit à plein bord, la dernière boucle du méandre (où se produit le déversement en période de crue débordante) est occupée par une vaste cellule de contre-courant animée d'une forte turbulence qui permet cependant une sédimentation sablo-graveleuse. Des prélèvements y ont été effectués pour les comparer avec les dépôts de convexité, dans des conditions de tri liées à une décroissance régulière des vitesses et des tensions de cisaillement (Petit, 1987). Par ailleurs, des îlots sont



**Figure 18.** Image CM des dépôts de la Rulles superposée à la trame de l'Image CM de la Lienne avec tronçon PO modifié.



également présents dans le lit mineur (Figure 16). Ils s'apparentent à des mini-recoupements de méandres et leur dynamique est assez semblable mais plus rapide. Le chenal concave se fait progressivement remblayer (exemple au pied de D5 et de D24 : Figure 16) tandis que le chenal convexe (équivalent au chenal de recoupement d'un méandre) détourne l'ensemble du débit. Enfin, ajoutons que des pièges à sédiments ont été installés afin de comparer le matériau mobilisé avec le matériau constituant les seuils.

Plus d'une cinquantaine d'échantillons ont été prélevés dans deux secteurs (Figure 16 et 17) de la Rulles en forêt d'Anlier entre 1973 et 1978, principalement à la suite de crues débordantes. La plus importante de ces crues présente une période de retour de l'ordre de 5 ans. Par après, des prélèvements complémentaires ont été effectués de façon plus sporadique, ceci alors que des recoupements de méandres étaient en voie de réalisation (Petit, 1984, 1992). Contrairement aux autres rivières présentées dans cet article, la plupart des prélèvements ont été réalisés sur des dépôts de lit mineur. Ces données permettent donc de disposer d'informations supplémentaires pour des faciès sédimentaires différents.

Dans un premier temps, les points de la Rulles (Figure 18) peuvent paraître relativement éloignés de l'Image CM de la Lienne. Toutefois, une analyse fine de leur position permet d'identifier plusieurs ensembles en fonction des sites de sédimentation et des modes de mise en place.

Une première série de prélèvements (points 1 à 5) se situe très nettement au-delà de l'inflexion de O qui caractérise le transport par roulage « pur ». Ces points concernent des bancs de galets constituant des seuils : 1 à 5 (Figure 16). Le point 6 a été prélevé dans un secteur en amont du secteur 1 (Figure 16) sur un seuil situé dans un méandre en voie de recoupement, ce qui explique un  $D_{50}$  si faible (4,9 mm) alors que dans les autres seuils le  $D_{50}$  varie en moyenne entre 10 et 15 mm. Par ailleurs, nous n'avons pas pu tenir compte de tous les échantillons prélevés sur les seuils car nous avions une grande imprécision dans l'estimation du  $D_{99}$ .

À proximité du segment OP, se trouve également le point 7 prélevé sur un seuil qui, à l'époque, se situait dans le chenal convexe au pied de l'îlot IV (G24 : Figure 16) : il s'agit d'un dépôt mis en place par le flux principal mais très légèrement perturbé par la proximité d'une petite zone de contre-courant, ce qui explique que ce dépôt soit un peu moins bien trié et s'éloigne des valeurs de  $D_{50}$  des autres seuils.

Les points 8 à 10 prélevés dans le piège à sédiments situé environ 150 m en aval du secteur 1 (Figure 16) s'inscrivent également sur le segment OP. Tous les trois

ont été prélevés en 1991, après de multiples épisodes de crue dont la puissance spécifique n'a pas dépassé 40 W/m<sup>2</sup>. Ces dépôts présentent un classement relativement bon mais une taille relativement modeste. Ce n'est que pour une crue quinquennale que le matériau piégé ( $D_{50} = 16,5$  mm) présente une taille du même ordre de grandeur que celle des seuils, ce qui signifie que ce débit doit être atteint pour entraîner une mobilisation généralisée et donc la rupture de la couche d'armurage.

Une seconde série de prélèvements se retrouve sur le segment PQ (saltation et roulage). Il s'agit tout d'abord de dépôts prélevés dans le piège à sédiments (11 à 14). Ils ont été mis en place par de petites crues voisines du plein bord, ce qui explique que les éléments mobilisés sont relativement fins. Certains de ces points (13 et 14) se situent même à droite du segment PQ de la Lienne, attestant que dans la Rulles, le segment PQ se présente plutôt dans le prolongement de QR et de NO et que l'inflexion du point P y est probablement moins marquée.

Un ensemble de points prélevés dans les chenaux secondaires des îlots se trouve également sur le segment PQ. D'une manière générale, on constate une décroissance de la valeur du  $D_{99}$  de ces points en fonction du degré de colmatage de ces bras. Ainsi, les points 15 à 18 concernent le chenal concave d'un îlot toujours actif en 1978 (au pied des repères D21 à D24 : Figure 16). À partir de prélèvements effectués en 1973, moment où ce chenal concave était beaucoup plus actif, on retrouve sur ce segment de roulage le point 19, clairement mis en place par le flux principal. D'autres échantillons prélevés dans ce même chenal (20 et 21) se détachent de ce segment car il ne s'agit plus de flux principal (roulage) mais de dépôts associés à de petites cellules de contre-courant. Il en est de même du point 22, prélevé au même endroit mais en 1978, lorsque le chenal situé au pied de G24 a pris une importance considérable, provoquant une large cellule de contre-courant au pied de la rive concave.

En revanche, le verrouillage du chenal concave de l'îlot 2 (point 23 : Figure 16) était déjà fort avancé en 1973, ce qui se marque par une valeur relativement faible du  $D_{99}$ . C'est aussi le cas du point 24 prélevé en 1978 dans ce même chenal. Toujours dans ce chenal, on assiste alors à une sédimentation de dépôts très fins (point 25).

D'autres prélèvements s'inscrivent dans ce même segment PQ (saltation et roulage). Il s'agit de dépôts de convexité mis en place sous l'effet du courant principal mais où l'influence locale ou temporaire de petites cellules de contre-courant peut toutefois agir. On observe deux ensembles de points, le premier à proximité de P (points 26 et 27 : Figure 16 et

point 28 : Figure 17), mais légèrement décalé vers la gauche par rapport au segment de la Lienne et le second à proximité de Q (points 29 à 32 : Figure 17) voire sur le segment QR (point 33), avec des échantillons parfois très mal classés : 34 et 35 (Figure 17). Cette décroissance du  $D_{99}$  de ces deux ensembles traduit une tendance à une diminution de la taille des dépôts en fonction de leur position dans le dépôt de convexité.

Un ensemble plus dispersé concerne les éléments prélevés dans des cellules de contre-courant à axe vertical. Les points se disposent à gauche de l'Image CM de la Lienne, avec un écart particulièrement élevé pour certains points (22, 36 et 37 : Figure 16), ce qui dénote un très mauvais classement. La très grande variabilité des  $D_{50}$  et des  $D_{99}$  résulte de la dynamique des cellules de contre-courant et de la position des dépôts par rapport au plan de cisaillement entre le flux principal et le contre-courant, ce qui engendre des tourbillons et une forte turbulence. Il faut donc tenir compte non seulement de l'évolution spatiale de cette cellule et ceci pour un même débit mais aussi du fait que par la suite, lorsque le débit a diminué et que la dynamique de la cellule de contre-courant s'est ralentie, on ait pu avoir une décantation d'éléments plus fins. Ainsi, on pourrait avoir affaire à deux générations différentes de dépôts qui se sont mis en place. Il faut également prendre en compte l'extension de la cellule de contre-courant et donc la morphologie même de la dernière boucle du méandre, là où se produit le déversement en période de crue débordante. Ainsi, les points 36 (au pied de la rive concave là où les vitesses sont les plus élevées) et 37 (milieu de la cellule de contre-courant, à l'abri de la zone de cisaillement) montrent un  $D_{50}$  peu important (cellule de contre-courant située dans le second méandre, repère G26 : Figure 16) qui présente une plus grande extension que la cellule de contre-courant située dans le premier méandre ou dans l'encoche située au pied de D14 (points 38 et 39 : Figure 16).

Il en est de même pour le point 40 (pied de G3 : Figure 16) où, en 1973, il existait une petite cellule de contre-courant qui, compte tenu de la turbulence, pouvait remanier les éléments les plus fins et assurer ainsi un meilleur classement. Le point 41 (D15 : Figure 17) fait partie de ce même ensemble car, au moment du prélèvement, le petit méandre situé en amont a été complètement recoupé, ce qui a dévié le flux principal contre la rive gauche (G12 et G13 : Figure 17), ce qui a individualisé une grande cellule de contre-courant en rive droite. Le point 42 (D17 : Figure 17) est à l'extrémité de cet ensemble et intègre le rail QR de la Lienne car le contre-courant est animé de vitesses assez rapides (de l'ordre de 0,2 m/s), ce qui assure un classement relativement bon et la formation de petits ripples, ce qui est assez rare dans ces cellules de contre-courant.

Un dernier ensemble porte sur les dépôts prélevés en lit majeur, en position de levée naturelle, après des crues débordantes. Une partie (points 43 à 45 : Figure 16, et point 46, prélevé en amont de ce secteur) s'inscrit sur le segment QR (suspension gradée). Une autre partie (points 47 à 51 : Figure 17) est parallèle au segment RS (suspension uniforme), mais avec un décalage vers des valeurs de  $D_{99}$  plus fortes. Cet ensemble présente donc une grande variabilité des  $D_{50}$  (entre 60  $\mu\text{m}$  et 1000  $\mu\text{m}$ ), tandis que le  $D_{99}$  présente, *mutatis mutandis*, moins de variabilité (entre 1000 et 2000  $\mu\text{m}$ ). La présence de dépôts de levée naturelle dans ce segment a déjà été observée dans les autres rivières étudiées. Par ailleurs, on constate à nouveau que la position des points dépend de l'importance de la crue : les points 43 et 45 (Figure 16) présents sur le segment QR ont été mis en place suite à une crue presque quinquennale, le point 44 (Figure 16), également présent dans le segment QR, a été mis en place pour une crue dont la récurrence était légèrement supérieure à 2 ans. En revanche, les points 47 à 51 (prélevés sur la berge entre les repères G22 et G24 : Figure 17), situés sur le segment RS, ont été mis en place pour une crue beaucoup plus modeste (à peine supérieure à  $Q_b$ ). De façon générale, on retrouve ces dépôts (sur berge) associés à des boucles situées dans le prolongement de seuils assez élevés. Comme nous avons pu l'observer, des mouvements verticaux de grains sableux voire graveleux y sont associés à de petites cellules de courant ascendantes au pied des berges. Ce mouvement ascendant, observé dans d'autres rivières à méandres prononcés, pourrait être associé au fait que l'on se trouve en aval d'un seuil où une partie du courant plonge dans la mouille et qu'il en résulterait un phénomène de compensation. Quoi qu'il en soit, la limite supérieure nette du  $D_{99}$  (de l'ordre de 2 mm) semblerait indiquer la compétence maximum de ce type de processus. Par ailleurs, la présence de dépôts de cette taille sur la berge apporte la preuve de ce processus puisque, théoriquement, on devrait se trouver dans de la suspension gradée mais, compte tenu de la hauteur de la berge (1,5 m), il ne peut s'agir de suspension gradée *sensu stricto*. Par ailleurs la variabilité du  $D_{50}$  est beaucoup plus en accord avec la puissance de la crue et/ou de l'éloignement de l'interface lit mineur/lit majeur.

Enfin, notons qu'il existe très peu de dépôts dit de décantation (segment RS). On ne les retrouve que dans des remblaiements de petits chenaux abandonnés (25 : Figure 16) ou dans de vastes cellules de contre-courant (52 : Figure 17). Très peu de dépôts de décantation ont été observés en lit majeur car en période de crue débordante, les concentrations de matières en suspension sont trop faibles pour permettre une sédimentation significative. Ceci explique que l'on retrouve encore dans la morphologie actuelle des traces de méandres non entièrement remblayés alors qu'ils ont été recoupés depuis plusieurs dizaines d'années.

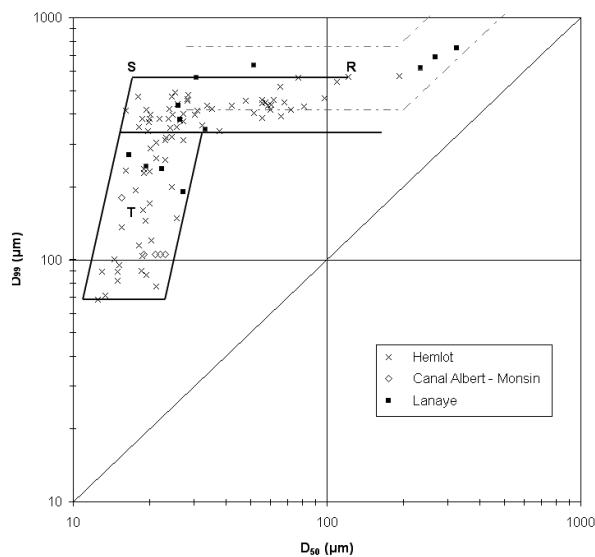


Figure 19. Image CM de la Meuse et du Canal Albert.

### F. Image CM de la Meuse

Les résultats de la Meuse présentés dans cet article proviennent essentiellement de deux études. La première a été réalisée dans le cadre d'une évaluation environnementale préalable à la construction d'une quatrième écluse à Lanaye (Defêchereux et Petit, 2005). La deuxième porte sur la sédimentation dans un anciens bras : le « Hemlot », localisé en rive gauche du fleuve, en amont d'Hermalle-sous-Argenteau (Van Campenhout *et al.*, 2009). Le « Hemlot » est connecté au lit mineur via deux pertuis situés à l'amont et à l'aval du chenal. Toutefois, ces connections ne se font plus qu'en périodes de hautes eaux depuis la démolition du barrage à aiguilles d'Hermalle en 1998. L'épaisseur de sédiments dans le chenal est en moyenne de 0,76 m et atteint par endroit 1,8 m. Ils ont été essentiellement apportés par la crue de 1993 car les aiguilles du barrage n'ont pas été enlevées à temps. De plus, une porte de l'écluse est restée fermée, ce qui a surélevé le plan d'eau et dévié une partie du flux vers le « Hemlot ». La modélisation des vitesses d'écoulement dans ce bras pour une crue de période de retour de 25 ans a montré que seule la partie aval du chenal est soumise à des vitesses d'écoulement importantes, pouvant atteindre 1 m/s. En revanche, les autres parties du chenal présentent des vitesses de courant négligeables et jouent donc le rôle de zones de décantation pour les sédiments. La comparaison de levés bathymétriques réalisées en 2003 et 2008 montre qu'une sédimentation moyenne de 0,2 m s'est produite dans le bras en cinq années (Van Campenhout *et al.*, 2009).

Quelques données granulométriques supplémentaires proviennent également d'une étude de la sédimentation dans la Meuse à l'île Monsin, à l'entrée du canal Albert (Kipoy, 1990).

Les données granulométriques de ces différentes études portent donc essentiellement sur de la sédimentation dans le lit mineur de la Meuse et ses annexes latérales ainsi que dans le canal Albert. Ces données sont rassemblées sur le même graphique CM (Figure 19).

D'une manière générale, les échantillons prélevés dans les anciens bras de la Meuse se situent essentiellement sur le segment RS et sur l'ensemble T. Seuls quelques points se positionnent à la base du segment QR. Par rapport à l'Image de la Lienne, le segment RS présente une translation verticale d'environ 200 µm. De plus, certains dépôts de la suspension uniforme présentent des  $D_{50}$  plus faibles que dans la Lienne, ce qui confère à l'Image de la Meuse un segment RS plus long vers la gauche.

Les dépôts de remblaiement du bras mort du Hemlot présentent deux types de conditions de sédimentation : 1) les dépôts de suspension uniforme, qui se mettent probablement en place en période de crue lorsque la Meuse déborde par-dessus la berge et que le courant entraîne la fraction sédimentologique la plus fine et 2) les dépôts de décantation, qui résultent des apports de sédiments de la Meuse via les pertuis et qui présentent des teneurs en matière organique très élevées (rejets d'égouttage des habitations voisines et dégradation des organismes aquatiques).

Les échantillons déposés sur le fond de la Vieille Meuse, à l'entrée de l'ancien bras de Lanaye et de la gravière, présentent des valeurs CM typiques d'un transport par suspension gradée et se situent sur le graphique à la base du segment QR (Defêchereux et Petit, 2005). Directement à l'arrière (amont) de l'entrée du bras mort, la taille des éléments diminue très fortement ( $D_{50} = 25-30 \mu\text{m}$ ) et les échantillons se positionnent sur le segment RS. Enfin, les échantillons prélevés encore plus en amont à la surface du lit présentent

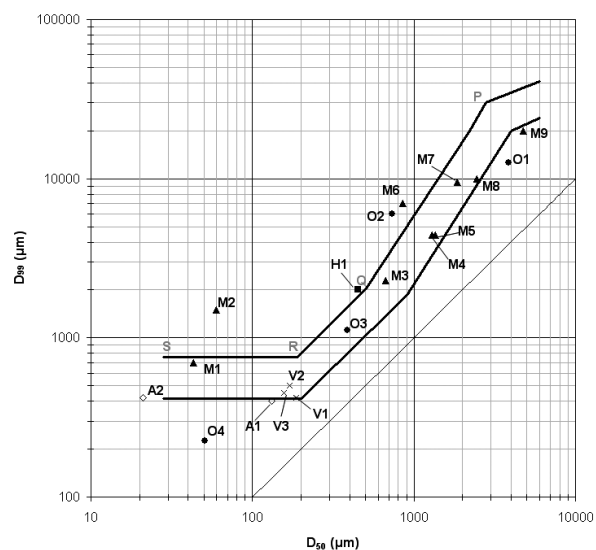


Figure 20. Image CM de l'Ourthe, l'Amblève, la Vesdre, la Helle, le ruisseau de la Mer.

les caractéristiques granulométriques de la décantation (ensemble T).

D'autre part, Kipoy (1990) et Defèchereux et Petit (2005) ont montré qu'il existe une remobilisation de sédiments fins dans le canal Albert en dehors des périodes de crue, liée aux turbulences provoquées par les hélices des bateaux. Les sédiments ( $D_{50}$  compris entre 20 et 30  $\mu\text{m}$ ) ont tendance à s'accumuler dans des sites d'abri (darses, bras morts, etc.) ou dans les zones d'élargissement du lit (zone de manœuvre de l'écluse de Lanaye, entrée du canal Albert, etc.).

Etant donné l'endiguement quasi-généralisé de la Meuse, les rectifications de son cours, l'approfondissement du lit et les nombreux aménagements anti-crues, il n'est quasiment plus possible de trouver des sites de sédimentation ailleurs que dans les annexes latérales. Il n'est donc plus possible de proposer une Image CM complète de la Meuse.

#### G. Image CM de diverses rivières ardennaises : Ourthe, Amblève, Vesdre, Helle, ruisseau de la Mer

Plusieurs dépôts de crues de rivières ardennaises ont été échantillonnés et analysés dans le cadre de mémoires de fin d'études ou de campagnes de prospection. Parmi ces données granulométriques, nous n'avons conservé que celles pour lesquelles nous disposons de suffisamment d'informations sur le contexte de mise en place des dépôts (Figure 20).

Quatre prélèvements ont été réalisés dans le lit majeur de l'Ourthe par Targé (1970) dans la région de Durbuy, suite à la crue du 23 février 1970 (314  $\text{m}^3/\text{s}$  à Tabreux, station du SPW Sathy), dont la période de retour est de l'ordre de 20 ans. Deux échantillons (O1 et O2) ont été prélevés dans des dépôts à une distance inférieure à 5 m de la berge. L'échantillon O3 a été recueilli à 50 m du lit mineur, en rive convexe. L'échantillon O4 correspond au dépôt le plus éloigné du chenal plus de 100 m de la berge, dans une partie du lit majeur parcourue par un courant faible.

Deux campagnes de prélèvements ont été effectuées sur l'Amblève et sur la Vesdre suite aux débordements de la crue du 22-23 décembre 1991 (Petit et Pauquet, comm. pers.). Pour l'Amblève, la récurrence de cette crue est supérieure à 50 ans. Les deux échantillons de l'Amblève ont été prélevés à Remouchamps en lit majeur. Les trois échantillons (V1-V3) de la Vesdre ont été prélevés à Chaudfontaine sur la berge. Il s'agissait de petits ripples sableux en position de levée.

Nous disposons d'une donnée pour la Helle (H1), rivière à forte énergie ( $\omega_b > 150 \text{ W/m}^2$ ). Son lit est constitué de blocs, qui se sont accumulés dans le fond de vallée dans des conditions périglaciaires. Elle présente un tracé subrectiligne et ne possède pas réellement de lit majeur. Le dépôt échantillonné a été mis en place par une crue particulièrement importante (12 janvier 1993) sur la berge, à 1,5 m de hauteur par rapport au fond du lit.

	$\omega_b$ ( $\text{W/m}^2$ )	Cu ( $\mu\text{m}$ )	Cs ( $\mu\text{m}$ )	Cr (mm)
Lienne	127	750	2000	$\pm 30$
Wamme	109	/	$> 1800^{(1)}$	-
Aisne	86	740	$\pm 2000$	-
Lesse	75	660	$\pm 2000$	$> 25^{(2)}$
Chavanne	52	750	$\pm 2000$	$> 16^{(2)}$
Rulles	15	- <sup>(3)</sup>	$\pm 2000$	15
Meuse	37	560	$> 750^{(1)}$	-
Dyle (Notebaert <i>et al.</i> , 2011)	$< 15$	450	$> 580^{(1)}$	-
Mississippi (Passega, 1964)	12*	210	390	0,9
Adige (Passega, 1964)	-	-	De 500 à 2500	25
Arve (Bravard et Peiry, 1999)	-	250	400	4,5
Rhône (Bugey) (Salvador <i>et al.</i> , 2002)	-	De 325 à 580 <sup>(4,5)</sup>	-	-
Rhône (Vienne) (Salvador <i>et al.</i> , 2002)	-	350 <sup>(5)</sup>	550 <sup>(5)</sup>	-
Petit Rhône (Camargue)	$< 3^{**}$	De 190 à 310 <sup>(4,5)</sup>	De 400 à 780 <sup>(4,5)</sup>	-
Grand Rhône (Camargue) (Arnaud-Fassetta, 2002)	5 – 35**			
Gardon (Gard) (Bruneton <i>et al.</i> , 2001)	-	600	$> 800$	-

**Tableau 2.** Tailles limites des grains déposés en fonction des modes de transport.

(1) Valeur minimale de Cs d'après le  $D_{99}$  du dépôt le plus grossier échantillonné. Dans l'Image CM, cet échantillon se situe dans le prolongement des autres points de taille plus petite définissant le segment RQ ce qui implique que le sédiment a également été transporté par saltation.

(2) Valeur minimale de Cr étant donné que l'échantillon a été prélevé sur la berge et ne peut avoir été déposé que par la saltation.

(3) Pas de valeurs de Cu étant donné que les points portent essentiellement sur des dépôts de lit mineur et de lit moyen.

(4) Fourchette de valeurs de Cu et de Cs en fonction des fluctuations de l'activité alluviale du Rhône.

(5) Valeurs obtenues sur base de sondages réalisés en lit majeur dans des sites archéologiques.

\* (Gordon *et al.*, 2004) \*\* (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003)



Enfin, le plus petit cours d'eau échantillonné est le ruisseau de la Mer (Mercenier, 1973). La plupart des données portent sur des dépôts de lit mineur : 1) Deux échantillons ont été prélevés dans un piège à sédiments installé sur le fond du lit (M1 et M2). Ces sédiments ont été déposés en période de basses eaux, pendant une vingtaine de jours ; il s'agit donc essentiellement de la sédimentation de la charge en suspension. 2) Des dépôts sableux ont été prélevés en différents endroits du lit : derrière des blocs (M6 et M7), le long des berges en position d'abri, là où le courant est moins rapide (M4, M5 et M8). 3) Un échantillon a été prélevé dans un dépôt sableux sur le fond du lit, dans une cellule de contre-courant (M3). 4) Enfin, un dépôt s'est formé sur un petit replat de berge (M9).

À nouveau, il est frappant de constater que ces points se superposent à l'Image CM de la Lienne, bien que les données proviennent de rivières de taille et d'énergie particulièrement contrastées. En ce qui concerne les conditions de sédimentation, il apparaît toutefois des différences significatives entre les rivières. Ainsi, sur le segment RS, les dépôts de l'Amblève (A2 et A1) ont été prélevés en lit majeur suite à une crue relativement importante alors que le dépôt M1 correspond à une sédimentation en lit mineur, en période de faibles débits. Des dépôts de levées sableuses de la Vesdre (V1-V3) se situent également sur le segment RS.

Les dépôts de l'Ourthe (O1-O4) se distribuent le long de toute l'Image. Comme pour la Lienne, ils présentent une décroissance du  $D_{99}$  et du  $D_{50}$  en fonction de la distance parcourue par le flux en lit majeur. L'échantillon le plus fin correspond à un dépôt de décantation (ensemble T) mis en place à plus de 100 m du lit de la rivière.

Le dépôt de la Helle (H1) se situe à la jonction entre le segment de la saltation (segment QR) et celui où on commence à observer du roulage (segment PQ).

Enfin, les points correspondant aux dépôts échantillonnés dans le lit mineur du ruisseau de la Mer se situent essentiellement sur le segment PQ (M3-M9). Il s'agit de dépôts sablo-graveleux relativement bien triés et mis en place par roulage et saltation.

## V. SYNTHÈSE ET DISCUSSION

L'ensemble des données recueillies dans cette étude montre que les différents segments de l'Image CM des rivières ardennaises présentent des décalages par rapport aux Images proposées dans la littérature (Figures 1 et 3).

D'une manière générale, il apparaît que le segment RS des rivières ardennaises présente un décalage vertical du  $D_{99}$  vers des valeurs relativement élevées

(Cu compris globalement entre 550 et 750  $\mu\text{m}$ ). Comparativement, Passega (1964) proposait une valeur de Cu de l'ordre de 200  $\mu\text{m}$  pour le Mississippi (Tableau 2). Sur l'Image de l'Arve, la valeur de Cu se situe vers 250  $\mu\text{m}$  (Bravard et Peiry, 1999). Des valeurs similaires ont également été proposées pour le Rhône en Camargue (Arnaud-Fassetta, 2000).

D'après Bravard et Peiry (1999), l'énergie des rivières durant les crues pourraient expliquer les différences de valeurs de Cu ; les valeurs pourraient ainsi fluctuer entre 100 et 400  $\mu\text{m}$ . Toutefois, les valeurs de Cu des rivières ardennaises sont nettement supérieures à 400  $\mu\text{m}$ , même pour des rivières à énergie modérée telles que la Meuse ( $\omega_b = 37 \text{ W/m}^2$ ).

Par ailleurs, plusieurs segments RS ont été identifiés dans les dépôts du Rhône en fonction des époques de mise en place (Arnaud-Fassetta, 2003 ; 2004 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003 ; Salvador *et al.*, 2002 ; Brousse et Arnaud-Fassetta, 2011). Ces segments ont été dénommés R'S' afin de les différencier du « vrai » segment RS (suspension uniforme « pure ») car ces dépôts comporteraient une part de grains issus de la suspension gradée. Ces segments (R'S') présentent des valeurs de  $D_{99}$  pouvant atteindre 900  $\mu\text{m}$  en Camargue (Brousse et Arnaud-Fassetta, 2011) et 580  $\mu\text{m}$  dans le Bugey (Salvador *et al.*, 2002). Ils ont été interprétés comme une réponse de la sédimentation aux conditions d'énergie du milieu, en fonction de la variabilité des conditions hydrologiques et de l'instabilité du chenal. Les valeurs les plus élevées ont été observées dans des unités alluviales relativement proches du lit mineur ou dans des annexes latérales.

Nous ne rejetons pas l'hypothèse que, dans les rivières ardennaises, les dépôts de suspension uniforme puissent être contaminés par de la suspension gradée. Toutefois, il apparaît sur plusieurs Images que les points situés juste en dessous du segment SR des rivières ardennaises ne forment jamais un segment horizontal mais se disposent plus ou moins verticalement et semblent former un ensemble T tel que défini par Peiry (1988). Ceci ressort particulièrement bien dans le cas de la Meuse (Figure 19), où il apparaît clairement qu'il n'existe pas un segment R'S' parallèle au segment RS. En effet, les dépôts dont le  $D_{99}$  présente des valeurs inférieures à 300  $\mu\text{m}$  définissent bien un ensemble vertical tel que présenté ci-dessus (Figure 3).

Les données granulométriques de la Dyle (Notebaert, 2009), dont la puissance spécifique à  $Q_b$  est inférieure à 15  $\text{W/m}^2$ , montrent que la valeur de Cu des rivières de la région limoneuse flamande se situe aux alentours de 450  $\mu\text{m}$ . Il aurait été intéressant de disposer de données pour une rivière telle que la Rulles, dont la puissance spécifique à  $Q_b$  est de 15  $\text{W/m}^2$ , toutefois, les échantillons ont essentiellement été prélevés dans

des dépôts de lit mineur ou dans des annexes latérales. Ainsi, seuls trois échantillons sur plus de cinquante ont un  $D_{99}$  inférieur à 1 mm ; le dépôt le plus fin présente une valeur de 520  $\mu\text{m}$  et a été prélevé dans un méandre recoupé en voie de remblaiement, ce qui ne permet pas de définir une valeur précise de Cu.

Par ailleurs, une valeur de  $Cu = 600 \mu\text{m}$  (et de  $Cs > 800 \mu\text{m}$ ) a également été mise en évidence sur le Gardon (rivière à forte énergie) due à un fort gradient (Bruneton *et al.*, 2001).

Enfin, un prélèvement de matière en suspension réalisé dans une rivière à forte énergie (Amblève à Targnon le 18 janvier 2007 ;  $Q_h = 91 \text{ m}^3/\text{s} \approx Q_b$  ;  $\omega = 80 \text{ W/m}^2$ ) montre que des éléments dont la taille est de l'ordre de 600  $\mu\text{m}$  ( $D_{99}$ ) peuvent être transportés en suspension au niveau de la surface du plan d'eau.

Nous pensons donc que les valeurs obtenues pour les rivières ardennaises sont relativement cohérentes par rapport aux observations présentées ci-dessus. Il semble que la valeur de Cu se situe vers 450  $\mu\text{m}$  pour des rivières à faible énergie ( $< 15 \text{ W/m}^2$ ), soit de l'ordre de 550  $\mu\text{m}$  pour des rivières de 35-40  $\text{W/m}^2$  et soit

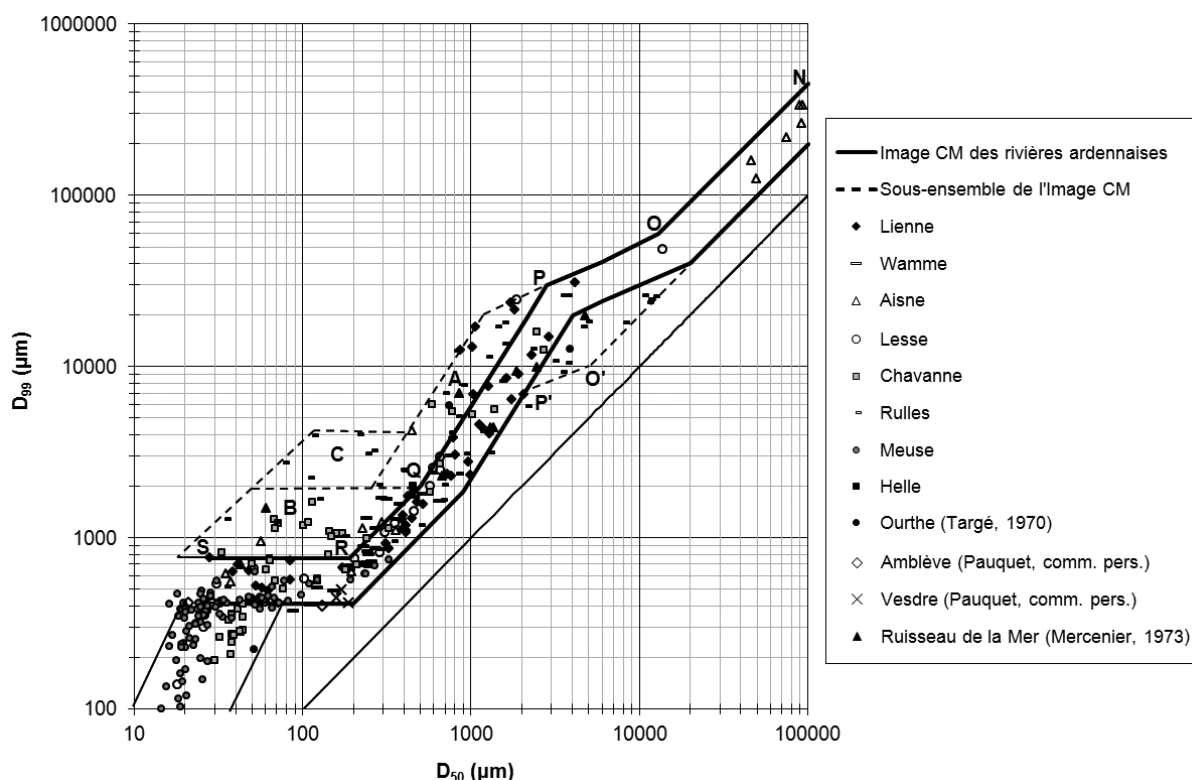


Figure 21. Image CM des rivières ardennaises.

Rivière	Ensemble T	Segment SR	Segment RQ	Ensemble B	Segment QP	Ensemble A	Ensemble C	Segment PO	Segment ON
Lienne	/	- Retenue de barrage de castors - Derrière levée - Chenal de crue	- Levée	/	- Crevasse splay - Levée	/	/	- Berge sous $Q_b$	/
Wamme	/	- Derrière levée	- Levée	/	/	/	/	- Banc latéral en lit mineur	/
Aisne	/	- Derrière levée	- Levée	/	/	/	/	/	- Seuils en lit mineur
Lesse	- Bras mort	- Derrière levée	- Levée	/	/	/	/	/	/
Chavanne	- Méandre recoupé - Berge derrière embâcle	- Méandre recoupé - Replat de berge sous $Q_b$ - Berge derrière embâcle	- Levée	- Méandre recoupé - Replat de berge sous $Q_b$ - Berge derrière embâcle - Dépôt de sommet de convexité en lit mineur			/	/	/
Rulles	/	/	- Levée - Convexité	- Levée - Verrouillage d'île	- Cellule de contre-courant en lit mineur - Verrouillage d'île			- Piège à sédiments en lit mineur - Verrouillage d'île	- Seuils en lit mineur
Meuse	- bras mort	- bras mort	- fond de lit	/	/	/	/	/	/

Tableau 3. Formes fluviales associées aux différents segments de l'Image CM.

comprise entre 650 et 750  $\mu\text{m}$  dans des rivières à énergie plus importante ( $\omega_b$  compris entre 50 et 150  $\text{W}/\text{m}^2$ ).

Parallèlement à cette augmentation du  $D_{99}$  par rapport aux autres Images, il faut également signaler que l'inflexion entre le segment RS et le segment QR se situe plutôt vers un  $D_{50}$  de 200  $\mu\text{m}$  et non de 100  $\mu\text{m}$  (Figures 1 et 3).

En ce qui concerne le segment QR, nous constatons qu'il présente des valeurs de  $C_s$  à nouveau nettement plus importante que l'Image du Mississippi ( $C_s = 390 \mu\text{m}$  ; Passega, 1964) et celles de l'Arve (400  $\mu\text{m}$  ; Peiry, 1988) et du Rhône (455 à 625  $\mu\text{m}$  ; Arnaud-Fassetta, 2000). Les valeurs des rivières ardennaises se situent plutôt aux alentours de 2000  $\mu\text{m}$  (Tableau 2). Pour certaines rivières, telles que la Meuse, les échantillons prélevés ne permettent pas de connaître la limite de  $C_s$  étant donné qu'ils ont été prélevés dans des conditions de sédimentation relativement particulières (principalement des annexes latérales). Toutefois, des échantillons prélevés dans l'Adige ont montré que la limite de  $C_s$  pouvait atteindre 2500  $\mu\text{m}$  dans des conditions de forte énergie (Passega, 1964). Il est donc étonnant que la limite  $C_s$  de l'Arve ne se situe que vers 400  $\mu\text{m}$ . Enfin, la limite  $C_r$  a également été identifiée pour certaines rivières. Il apparaît que cette limite varie entre 15 mm (Rulles) et 30 mm (Lienne). Ces valeurs sont à nouveau nettement supérieures à celles du Mississippi (0,9 mm) et de l'Arve (4,5 mm) mais rejoignent la valeur de 25 mm proposée par Passega (1964) pour l'Adige.

Dans un deuxième temps, il convient d'analyser la position et la répartition des points des différentes rivières ardennaises dans l'Image CM (Figure 21).

Sur ce graphique, il ressort que la plupart des points se disposent selon l'allure caractéristique de l'Image proposée par Passega (1964) et semblent définir une trame relativement générale même si de légers décalages entre les points peuvent être observés d'une rivière à l'autre (Tableau 2 et Figure 19). Par ailleurs, trois sous-ensembles (A, B, C) peuvent être identifiés à gauche des segments QR et PQ. Il s'agit essentiellement de dépôts issus de processus mixtes, comme cela a été observé dans le Rhône (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2003). Ces dépôts ont principalement été échantillonnés dans la Rulles et dans la Chavanne. Ces deux rivières se distinguent des autres rivières étudiées par leur sinuosité relativement élevée (Figures 14, 16 et 17), ce qui favorise le développement de cellules héliocoidales à axe horizontal d'une part, la formation de larges cellules de contre-courant à axe vertical en pied de rive concave d'autre part. Ainsi, sur la Chavanne, il a été observé en période de crue que des grains grossiers (jusqu'à 2 cm) peuvent être

expulsés du fond du lit par des cellules héliocoidales (de premier type) et se déposer sur le sommet berge au sein de dépôts nettement plus fins. Ces grains (des plaquettes de schiste de l'Ordovicien) présentaient toutefois un indice d'aplatissement relativement élevé ( $> 4$ ), ce qui favorise probablement le soulèvement des grains par les courants verticaux. Par ailleurs, le très mauvais classement des dépôts au sein des cellules de contre-courant (de second type) résulte probablement de la dynamique de ces cellules en fonction des hauteurs d'eau, ce qui se traduit par une variation des vitesses de courant mais également par le déplacement du plan de cisaillement entre le flux principal et le contre-courant. Il faut donc tenir compte de l'évolution spatiale des cellules de contre-courant et des variations de vitesses qui peuvent entraîner la mise en place de dépôts de granulométrie différente, voire de la décantation de dépôts fins en période d'étiage.

Sur cette Image de synthèse, il apparaît également que le segment OP présente une variabilité verticale, ce qui se traduit par une fluctuation de la limite  $C_r$ , comme nous l'avons signalé ci-dessus (Tableau 2). On retrouve dans cette partie du graphique principalement des dépôts de fond de lit mineur mis en place dans des pièges à sédiments, des convexités et des dépôts de verrouillage d'île. Le déplacement vertical du segment OP est principalement fonction de l'énergie disponible. De plus, l'analyse granulométrique réalisée sur les seuils de l'Aisne et de la Rulles permet également de définir l'allure du segment NO. Ce segment se situe parfaitement dans le prolongement du segment QR, parallèlement à la droite  $C = M$ . Les dépôts des seuils présentent donc un classement similaire aux dépôts de suspension gradée.

Enfin, les analyses granulométriques réalisées sur les dépôts de crue des rivières ardennaises peuvent être utilisées pour différencier les unités sédimentaires alluviales en fonction de la position des points par rapport aux segments de l'Image CM (Tableau 3). En effet, chaque forme alluviale est parcourue par des courants de turbulence variable, ce qui entraîne la formation de dépôts de granulométrie caractéristique (Bravard et Peiry, 1999). Il est dès lors possible d'interpréter les conditions de sédimentation et la formation des dépôts anciens en fonction de cette classification.

Il ressort de ce tableau que les différents segments ne sont pas tous représentés dans les rivières ardennaises. Deux raisons peuvent expliquer cette absence : (1) soit les dépôts n'existent pas dans ces rivières car elles présentent une énergie trop grande ou trop faible pour permettre la sédimentation de ces dépôts, (2) soit ces dépôts existent mais ils n'ont pas été échantillonnés. C'est le cas notamment de la Rulles, où les échantillons ont principalement été prélevés en lit mineur. Rappelons également que

les dépôts limoneux sont relativement rares et peu épais dans le lit majeur des rivières ardennaises. Ceci s'explique principalement par les concentrations relativement faibles de matière en suspension durant les crues (Van Campenhout *et al.*, 2013), en raison de la faible épaisseur de loess quaternaires et de l'affectation du sol (principalement des forêts et des prairies), mais également par le fait que les conditions dynamiques en lit majeur sont trop importantes en période de crues pour permettre une sédimentation de dépôts fins.

D'une manière générale, les dépôts de lit mineur se retrouvent essentiellement dans les segments OP et NO. Les formes alluviales correspondent à des seuils, des bancs latéraux, des remblaiements de bras secondaires, à un stade relativement peu avancé, des pièges à sédiments, ainsi que des dépôts sur berges lorsque l'énergie de la rivière permet l'expulsion de graviers sur les berges (Lienne).

Le segment PQ n'a été observé que dans quelques rivières. Il s'agit essentiellement de dépôts de crevasse splay dans la Lienne ainsi que de quelques échantillons de levée. Dans la Chavanne et dans la Rulles, les dépôts sont généralement issus de processus mixtes et s'étalent depuis le segment PQ vers la gauche de l'Image (ensembles A, B et C). On y retrouve des dépôts de méandres recoupés, des dépôts de berge derrière embâcle (en position d'abri), des dépôts de sommet de convexité, des dépôts de cellules de contre-courant et des dépôts de verrouillage d'île.

Le segment QR correspond essentiellement à des dépôts de levées, quasiment dans toutes les rivières. Ces dépôts sableux sont relativement bien triés et se mettent en place à moins de 5 m du sommet berge.

Les dépôts du segment RS correspondent à un ensemble plus diversifié de formes que le segment QR. Il peut s'agir également de dépôts observés dans d'autres segments de l'Image (méandres recoupés, replat de berge). Ils traduisent néanmoins une turbulence nettement moins importante et se mettent généralement en place dans des conditions d'écoulement lent (retenues de barrages de castors, bras mort), ainsi qu'en lit majeur, à plusieurs dizaine de mètres du lit mineur ou directement derrière la levée, en position d'abri.

L'ensemble T, qui correspond à la décantation, a été observé essentiellement dans le bras mort de la Meuse. Quelques dépôts de la Chavanne et de la Lesse se situent également dans cet ensemble. Il s'agit de dépôts prélevés dans des annexes latérales faiblement connectées ou formés dans des secteurs à écoulement freiné par des embâcles.

Nous sommes conscients que ce tableau présente certaines lacunes et qu'il pourrait être amélioré par d'autres prélèvements en prenant en compte des dépôts mis en place par des crues de différente importance

dans différentes unités sédimentaires. Toutefois, cette première synthèse fournit déjà un outil fiable pour reconstituer les conditions de sédimentation des alluvions anciennes des rivières ardennaises.

## VI. CONCLUSION

Plusieurs campagnes d'échantillonnage de dépôts de crues nous ont permis de définir une Image de Passega pour les rivières ardennaises, depuis les dépôts de décantation ( $D_{99} < 400 \mu\text{m}$ ) jusqu'aux dépôts de roulage pur ( $D_{99} > 10 \text{ cm}$ ). Cette Image se différencie assez nettement des autres Images proposées dans la littérature. Ceci s'explique principalement par des conditions d'énergie plus importantes des rivières ardennaises. Par ailleurs, trois ensembles supplémentaires (A, B et C) ont été identifiés sur l'Image ; ils regroupent des dépôts alluviaux issus de modes de transport mixtes, mis en place principalement dans le lit mineur ou en bordure du chenal. L'analyse de la position des points dans l'Image CM en fonction des modes de transport et des formes fluviales échantillonnées confirme que le  $D_{99}$  constitue un indicateur particulièrement sensible de la turbulence et qu'il permet ainsi de discriminer efficacement les dépôts anciens.

## REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient très sincèrement Jean-Paul Bravard (Université de Lyon 2) et Gilles Arnaud-Fassetta (Université de Paris 7) pour leur lecture critique du manuscrit et pour les nombreux conseils donnés concernant l'interprétation des points sur les Images CM. Un nombre appréciable de données hydrologiques et topographiques ont aimablement été mises à notre disposition par la Direction des Cours d'Eau Non Navigables et par la Direction générale opérationnelle de la Mobilité et des Voies hydrauliques (SPW). La traduction du résumé en anglais a été corrigée par Natasha Shields, que nous remercions vivement.

## BIBLIOGRAPHIE

- Abbott J.E. & Francis J.R.D. (1977). Saltation and suspension trajectories of solid grains in a water stream. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. Series A 284, 225-254.
- Alexandre J. (1957). Les terrasses des bassins supérieurs de l'Ourthe et de la Lesse, *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 80, 317-332.
- Alexandre J. & Thorez J. (1995). Au Secondaire et au Tertiaire, l'Ardenne tropicale - L'altération des roches et les climats anciens. In Demoulin A. (Ed.), *L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur A. Pissart*, Université de Liège, 53-67.



- Amoros C., Roux A.L., Reygrobellet J.L., Bravard J.-P. & Pautou G. (1987). A method for applied ecological studies of fluvial hydrosystems. *Regulated Rivers*, 1, 17-36.
- Aqualim (2012). Réseau de surveillance hydrométrique de la Direction des Cours d'Eau non navigables : Aqualim. En ligne <http://aqualim.environnement.wallonie.be>
- Arnaud-Fassetta G. (1996). Les inondites rhodaniennes d'octobre 1993 et janvier 1994 en milieu fluvio-deltaïque. L'exemple du Petit Rhône. *Quaternaire*, 7(2), 139-153.
- Arnaud-Fassetta G. (2000). *Quatre mille ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône. De l'âge du bronze au siècle du nucléaire*. Grafigéo, 11, Paris : Collection mémoires et documents de l'UMR PRODIG, 229 p.
- Arnaud-Fassetta G. (2002). Geomorphological records of a "flood-dominated regime" in the Rhône Delta (France) between the 1st century BC and the AD 2nd century. What correlations with the catchment paleohydrology ? *Geodinamica Acta*, 15, 79-92.
- Arnaud-Fassetta G. (2003). River channel changes in the Rhône Delta (France) since the end of the Little Ice Age: geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. *Catena*, 51, 141-172.
- Arnaud-Fassetta G. (2004). The upper Rhône Delta sedimentary record in the Arles-Piton core: analysis of delta-plain subenvironments, avulsion frequency, aggradation rate and origin of sediment yield. *Geografiska Annaler*, 86 A(4), 367-383.
- Arnaud-Fassetta G., Antonelli Ch. & Quisserne D. (2003). Downstream grain-size distribution of surficial bed material and its hydro-geomorphological significance in a large and regulated river: the Rhône River in its delta area (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 9-1, 33-49.
- Asselberghs E. (1946). *L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines*. Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain, 14, 598 p.
- Blott S.J. & Pye K. (2001). Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248. doi: 10.1002/esp.261
- Bravard J.-P. (1983). Les sédiments fins des plaines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône (approche qualitative et spatiale). *Revue de Géographie alpine*, 71 (4), 363-379.
- Bravard J.-P. (1986). La basse vallée de l'Ain : dynamique fluviale appliquée à l'écologie. In Roux A.L. (Ed.), *Documents de Cartographie Ecologique, recherches interdisciplinaires sur les écosystèmes de la basse-plaine de l'Ain (France) : potentialités évolutives et gestion*, 29, 17-43.
- Bravard J.-P., Amoros C. & Jacquet C. (1986). Reconstitution de l'environnement des sites archéologiques fluviaux par une méthode interdisciplinaire associant la géomorphologie, la zoologie et l'écologie. *Revue d'archéométrie*, 10, 43-55.
- Bravard J.-P., Malavoi J.R. & Amoros C. (1989). L'Ain, ou la difficulté de gérer une rivière en cours de métamorphose. Journée d'étude Rivières en crise : Saône, Ain, Durance, 17 mars, Lyon, 57-74.
- Bravard J.-P. & Peiry J.-L. (1999). The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplains along the river continuum. In Marriot S. & Alexander J. (Eds.) *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. Geological Society of London, 259-268.
- Bravard J.-P. & Salvador P.-G. (1999). Géomorphologie et sédimentologie des plaines alluviales. In Ferdière A. (Ed.). *La Géologie. Les Sciences de la Terre*. Collection « Archéologiques ». Paris, Errance, 57-92.
- Broothaerts N. (2008). *Geomorfologische opbouw van de Dijle valley*. Bachelor thesis, Katholiek Universiteit Leuven, 62 p.
- Brousse G. & Arnaud-Fassetta G. (2011). Caractérisation (2010) et évolution récente (1999-2010) du gradient granulométrique longitudinal dans les deux bras du Rhône deltaïque (France méditerranéenne). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, 291-306.
- Bruneton H., Arnaud-Fassetta G., Provansal M. & Sistach D. (2001). Geomorphological evidences for fluvial change during the Roman period in the lower Rhône valley (southern France). *Catena*, 45, 287-312.
- Buurman P., Pape Th., Reijneveld J.A., de Jong F. & van Gelder E. (2001). Laser-diffraction and pipette-method grain sizing of Dutch sediments. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, 80(2), 49-57.
- Cailleux A. & Tricart J. (1959). *Initiation à l'étude des sables et des galets* (tome 1). Paris : CDU, 367 p.
- Colby B.R. (1963). Fluvial sediments - A summary of source, transportation, deposition, and measurement of sediment discharge. *United States Geological Survey Bulletin*, 1181 A, 47 p.
- Defêchereux O. & Petit F. (2005). Quatrième écluse de Lanaye : Etude d'environnement (partim géomorphologie). Ministère de l'Équipement et des transports. Rapport final, 47-102 ; 355-388.
- Demoulin A. (1995). L'Ardenne des plateaux, héritage des temps anciens. Surfaces d'érosion en Ardenne. In Demoulin A. (Ed.), *L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur A. Pissart*, Université de Liège, 68-93.
- Denis A.-C. (2010). *Étude de la dynamique de la plaine alluviale de la Lienne et des conditions de sédimentation dans la tourbière des Prés de Neucy*.

- Mémoire de Master en Sciences géographiques, Université de Liège, 158 p.
- Denis A.-C., Wastiaux C., Petit F., Leclercq L., Juvigné E., Van Campenhout J. & Houbrechts G. (2013). Reconstitution de la dynamique d'une rivière ardennaise (La Lienne) depuis le Tardiglaciaire grâce à l'analyse géomorphologique et chronostratigraphique d'une tourbière de fond de vallée. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 133-152.
- Dierickx P. (s.d.). *Utilisation des techniques sonar et laser dans le cadre de la connaissance des zones d'inondations*. Collaboration Da Col A., SPW-MET. En ligne <http://voies-hydrauliques.wallonie.be/opencms/export/sites/met.dg2/doc/fr/hydro/lasersonar.pdf>.
- Duane D.B. (1964). Significance of skewness in recent sediments, western Pamlico Sound, North Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 864-874.
- Duchesne F. & Pissart A. (1985). Valeur statistique des comptages de cailloux de différentes lithologies. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 21, 13-23.
- Dupuis C., Charlet J.M., Dejonghe L. & Thorez J. (1996). Reconnaissance par carottage des paléoaaltérations kaolinisées mésozoïques de la Haute-Ardenne (Belgique). Le sondage de Transinne (194E-195), premiers résultats. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 119(2), 91-109.
- Folk R.L. (1966). A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6, 73-93.
- Folk R.L. & Ward W.C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Frouin M., Laignel B., Sebag D., Ogier S. & Durand A. (2007). Sedimentological characterization and origin of the deposits in a Holocen marsh (Vernier Marsh, Seine Estuary, France). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51/1, 1-18.
- Gautier E. & Costard F. (2000). Les systèmes fluviaux à chenaux anastomosés en milieu périglaciaire : la Léna et ses principaux affluents (Sibérie centrale). *Géographie physique et Quaternaire*, 54/3, 327-342.
- Gautier E., Corbonnois J., Petit F., Arnaud-Fassetta G., Brunstein D., Grivel S., Houbrechts G. & Beck T. (2009). Multi-disciplinary approach for sediment dynamics study of active floodplains. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 65-78.
- Gordon N.D., McMahon T.A., Finlayson B.L., Gippel C.J. & Nathan R.J. (2004). *Stream Hydrology: An Introduction for Ecologists* (2<sup>nd</sup> edition). Wiley, 444 p.
- Gullentops F. (1954). *Contributions à la chronologie du Pleistocène et des formes du relief en Belgique*. Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain, 18, 252 p.
- Gullentops F., Mullenders W., Schaillée L., Gilot E. & Bastin-Servais Y. (1966). Observations géologiques et palynologiques dans la vallée de la Lienne. *Acta Geographica Lovaniensia*, 4, 192-204.
- Hallot E., Houbrechts G., Peeters A., Van Campenhout J. & Petit F. (2007). Suivi géomorphologique de chantiers de techniques végétales d'aménagement de berges. Direction des cours d'eau non navigables. Rapport d'activités, 92 p.
- Houben P. (2007). Geomorphological facies reconstruction of Late Quaternary alluvia by the application of fluvial architecture concepts. *Geomorphology*, 86, 94-114. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.08.008
- Houbrechts G. (2005). *Utilisation des macroscories et des scories en dynamique fluviale : application aux rivières du massif ardennais (Belgique)*. Thèse de doctorat en Sciences géographiques, Université de Liège, 328 p.
- Houbrechts G. & Petit F. (2006). Utilisation des microscories métallurgiques comme traceur de la sédimentation dans les plaines alluviales des rivières ardennaises. In Allée P. & Lespez L. (Eds.), *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement - Table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot*. Presses Universitaires Blaise Pascal, Collection Nature et Société, Clermont-Ferrand, 91-96.
- Houbrechts G., Van Campenhout J., Levecq Y., Hallot E., Peeters A. & Petit F. (2012). Comparison of methods for quantifying active layer dynamics and bedload discharge in armoured gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(14), 1501-1517.
- Juvigné E. (1977). La zone de dispersion des poussières émises par une des dernières éruptions du volcan du Laacher See (Eifel). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 2, 323-342.
- Juvigné E. (1979). L'encaissement des rivières ardennaises depuis le début de la dernière glaciation. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 23, 291-300.
- Juvigné E., Haesarts P., Mestdagh H., Pissart A. & Balescu S. (1996). Révision du stratotype loessique de Kesselt (Limbourg, Belgique). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 323 (IIa), 801-807.
- Kipoy N. (1990). *Étude de la sédimentation dans la Meuse liégeoise et à l'entrée du Canal Albert*. Mémoire de Maîtrise en Géologie des terrains Superficiels, Université de Liège, 56 p.
- Knighton D. (1984). *Fluvial forms and processes, a new perspective*. Arnold, London, 383 p.
- Konert M. & Vandenberghe J. (1997). Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis : a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology*, 44, 523-535.

- Levecq Y., Peeters A., Van Campenhout J., Houbrechts G., Hallot E. & Petit F. (2010). L'Ourthe orientale dans la traversée d'Houffalize : Résultat de la campagne de carottages, Direction des cours d'eau non navigables, Rapport final, 28 p.
- Maire R. & Quinif Y. (1988). Chronostratigraphie et évolution sédimentaire en milieu alpin dans la Galerie Aranzadi (Gouffre de la Pierre Saint-Martin, Pyrénées, France). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 111(1), 61-77.
- Malavoi J.R. & Bravard J.-P. (2010). *Eléments d'hydromorphologie fluviale. Comprendre pour Agir*. Vincennes : ONEMA, France, 224 p. En ligne <http://www.onema.fr/hydromorphologie-fluviale>
- Mason C.L. & Folk R.L. (1958). Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. *Sedimentary Geology*, 56, 167-192.
- Mayeres N. (2005). *Impacts géomorphologiques d'un ouvrage d'art sur un cours d'eau. Le cas de l'autoroute A26 sur la Chavanne*. Mémoire de Licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 137 p.
- Mercenier J. (1973). *Dynamique fluviale dans un bassin du rebord méridional du plateau des Tailles (Le ruisseau de Belleval)*. Mémoire de Licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 146 p.
- MET, (2007). Modèle numérique de terrain des lits majeurs par altimétrie laser. Evaluation de la qualité des données. Technical Report, MET, Bruxelles.
- Notebaert B., Verstraeten G., Govers G. & Poesen J. (2008). Qualitative and quantitative applications of LiDAR imagery in fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes Landforms*, 34, 217-231. doi: 10.1002.esp.1705
- Notebaert B., Houbrechts G., Verstraeten G., Broothaerts N., Haecx J., Reynders M., Govers G., Petit F. & Poesen J. (2011). Fluvial architecture of Belgian river systems in contrasting environments: implications for reconstructing the sedimentation history. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, 90(1), 31-50.
- Notebaert B., Verstraeten G., Houbrechts G. & Petit F. (2013). Holocene floodplain deposition and scale effects in a typical European upland catchment: A case study from the Amblève catchment, Ardennes (Belgium). *The Holocene*, 23(8), 1184-1197. doi: 10.1177/0959683613483626
- Parado Román J.M. & Achab M. (1999). Grain-size trends associated with sediment transport patterns in Cadiz Bay (southwest Iberian Peninsula). *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, 15 (1-4), 269-282.
- Passega R. (1957). Textures as characteristic of clastic deposition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 9, 1952-1984.
- Passega R. (1964). Grain size representation by CM pattern as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34(4), 830-847.
- Passega R. (1977). Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspensions. *Sedimentology*, 24, 723-733.
- Paulissen E. (1973). De morphologie en de Kwartairstratigraphie van de Maasvallei in Belgisch Limburg. *Koninklijke Vlaamse Academie voor Wetenschappen, Letteren en schone Kunsten van België, Klasse der Wetenschappen*, 35, 127-266.
- Peiry J.-L. (1988). *Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments. L'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute-Savoie)*. Thèse de Doctorat en Géographie et Aménagement, Université Lyon 3, 378 p.
- Petit F. (1984). Les processus contrôlant l'évolution du tracé d'une rivière ardennaise. *Zeitschrift für Geomorphologie. Suppl. Bd*, 49, 95-109.
- Petit F. (1985). L'évolution de la charge en suspension d'une rivière ardennaise au cours de ses périodes de crues. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 21, 97-104.
- Petit F. (1987). The relationship between shear stress and the shaping of the bed of a pebble-loaded river : la Rulles - Ardenne. *Catena*, 14(5), 453-468.
- Petit F. (1992). L'influence des plantations de résineux en fond de vallée sur l'évolution géomorphologique de rivières de Haute Belgique. In *Impacts des travaux d'aménagement sur les cours d'eau : évaluation, méthodologie, aide à la gestion : actes du colloque*, Namur, 341-352.
- Petit F., Hallot E., Houbrechts G. & Mols J. (2005). Évaluation des puissances spécifiques de rivières de moyenne et haute Belgique. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 46, 37-51.
- Petit F., Hallot E., Houbrechts G., Levecq Y., Mols J., Peeters A. & Van Campenhout J. (2008). La typologie et les caractéristiques hydromorphologiques des cours d'eau wallons. In *La Gestion physique des cours d'eau : bilan d'une décennie d'ingénierie écologique : actes du colloque*, Namur, octobre 2007, 7-16
- Petit F. & Pauquet A. (1997). Bankfull discharge recurrence Interval in gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 685-693.
- Pinot J.P. (1994). *Vocabulaire de Géomorphologie littorale et d'aménagement littoral*. Cours du DEA de Géomorphologie et Aménagement des Littoraux, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 152 p.
- Pirard X. (2007). *Utilisation de la dendrochronologie en vue de mettre en évidence la dynamique de plusieurs cours d'eau du massif ardennais. Cas de l'Aisne, la Chavanne, la Lesse, la Lienne, l'Ourthe et la Wamme*. Mémoire de Licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 124 p.



- Pissart A. (1961). Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 84, 1-108.
- Pissart A. (1976). Les dépôts et la morphologie périglaciaires de la Belgique. In Pissart A. (Ed.), *Géomorphologie de la Belgique - Hommage au professeur P. Macar*, Laboratoire de Géographie Physique, Université de Liège, 115-135.
- Pissart A. (1995). L'Ardenne sous le joug du froid. Le modelé périglaciaire du massif ardennais. In Demoulin A. (Ed.), *L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur A. Pissart*, Université de Liège, 136-154.
- Quinif Y., Dupuis C., Bastin B. & Juvigné E. (1979). Etude d'une coupe dans les sédiments quaternaires de la grotte de la Vilaine Source (Arbre, Belgique). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 102, 229-241.
- Richards K. (1982). *Rivers - Form and Process in Alluvial Channels*. Methuen, New York, 358 p.
- Rivière A. (1977). *Méthodes granulométriques*. Masson, Paris, 170 p.
- Royse C.F. Jr. (1968). Recognition of fluvial environments by particle characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38(4), 1171-1178.
- Salvador P.G. (1991). *Le Thème de la métamorphose fluviale dans les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère - Bassin de Malville et Ombilic de Moirans (Isère, France)*. Thèse de Géographie et Aménagement, Université Lyon 3, 498 p.
- Salvador P.G., Bravard J.-P., Vital J. & Voruz J.L. (1993). Archaeological evidence for Holocene floodplain development in the Rhône valley, France. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd*, 88, 81-95.
- Salvador P.G. (1999). L'édification de la plaine alluviale du Rhône. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 3-22.
- Salvador P.G., Vérot-Bourrély A., Bravard J.-P., Franc O. & Macé S. (2002). Les crues du Rhône à l'époque gallo-romaine dans la région lyonnaise. In Bravard J.-P. et Magny M. (Eds.), *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, 215-221.
- Snijders J.-P., Hallot E., Houbrechts G. & Petit F. (2006). Approche méthodologique pour la délimitation des espaces de liberté des rivières du massif ardennais. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 48, 7-17.
- Targé J.-C. (1970). *La plaine alluviale de l'Ourthe*. Mémoire de Licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 148 p.
- Taylor M.P. & Brewer P.A. (2001). A study of Holocene floodplain particle size characteristics with special reference to palaeochannel infills from the upper Severn basin, Wales, UK. *Geological Journal*, 36, 143-157. doi: 10.1002/gj.885
- Torres V., Vandenberghe J. & Hooghiemstra H. (2005). An environmental reconstruction of the sediment infill of the Bogotá basin (Colombia) during the last 3 million years from abiotic and biotic proxies. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 226, 127-148.
- Van Campenhout J., Levecq Y., Houbrechts G., Peeters A., Hallot E. & Petit F. (2009). Projet Hemlot : Convention d'étude relative à l'établissement d'une évaluation appropriée des incidences sur un site 'Natura 2000' et d'un plan de gestion du Hemlot à Hermalle-sous-Argenteau (Partim géomorphologie). Ministère de l'équipement et du transport, Rapport final, 76 p.
- Van Campenhout J., Hallot E., Houbrechts G., Levecq Y., Peeters A. & Petit F. (2013). Flux des sédiments en suspension dans les rivières du bassin de la Meuse : proposition d'une typologie régionale basée sur la dénudation spécifique des bassins versants. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 61, 15-36.
- Vandenberghe N. (1975). An evaluation of CM patterns for grain-size studies of fine grained sediments. *Sedimentology*, 22, 615-622.
- Vandenberghe D., Derese C. & Houbrechts G. (2007). Residual doses in recent alluvial sediments from the Ardenne (S Belgium). *Geochronometria*, 28, 1-8.
- Visher G.S. (1969). Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39(3), 1074-1106.
- Wallemacq V. (2009). *Quantification et localisation de l'érosion des berges de rivière causée par la glace de ségrégation dans un secteur à méandres de la Chavanne - Conditions sédimentologiques et topoclimatologiques*. Mémoire de Maîtrise en Sciences géographiques, Université de Liège, 188 p.
- Wallemacq V., Petit F., Van Campenhout J. & Houbrechts G. (2011). Impact de la glace de ségrégation sur l'érosion des berges d'un ruisseau ardennais (la Chavanne), *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 1, 65-82.
- Walling D.E., Owens P.N., Leeks G.J.L. (1997). The characteristics of overbank deposits associated with a major flood event in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK. *Catena*, 31, 53-75.

#### Coordonnées des auteurs :

Geoffrey HOUBRECHTS, Eric HALLOT,  
Yannick LEVECQ, Anne-Cécile DENIS,  
Jean VAN CAMPENHOUT,  
Alexandre PEETERS, François PETIT

Université de Liège,  
Unité de Géographie Physique et Quaternaire  
Laboratoire d'Hydrographie et  
de Géomorphologie fluviale  
Sart-Tilman, Bât. B11, B-4000 Liège  
G.Houbrechts@ulg.ac.be, Francois.Petit@ulg.ac.be